

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное
образовательное учреждение высшего образования
«Рязанский государственный университет имени С.А. Есенина»

В.А. Кривцов, А.В. Водорезов

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ И ЛАНДШАФТЫ РОССИИ

Учебное пособие

**РЯЗАНЬ
2016**



УДК 911.2(47)(075.8)
ББК 26.82(2)я73
К62

Рецензенты:

С.И. Большов, д-р географ. наук, проф.
(Московский государственный университет);
А.А. Ямашкин, д-р географ. наук, проф.
(Мордовский государственный университет имени Н.П. Огарева)

Кривцов В.А.

Физическая география и ландшафты России [Электронный ресурс] : учебн. пособие / В.А. Кривцов, А.В. Водорезов ; Ряз. гос. ун-т имени С.А. Есенина – Электрон. текстовые дан. (1 файл.: 7,36 МВ). – Рязань, 2016. – 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). – Систем. требования : IBM / PC ; Windows XP и выше ; 256 МВ RAM ; свободное место на HDD 30 МВ ; Acrobat Reader 3.0 или старше. – Загл. с экрана.

Учебное пособие предназначено для студентов, обучающихся по направлению 05.03.02 – География (уровень бакалавриата). Приводятся общие сведения о территории России, краткий очерк ее географического изучения; показаны формы организации ландшафтной сферы Земли, основные факторы формирования и дифференциации ландшафтов на территории России, в т.ч. роль морфолитогенной основы, климата и антропогенного воздействия на природные комплексы; приводится комплексная характеристика регионов на уровне физико-географических стран и входящих в их состав физико-географических областей.

физическая география, ландшафт, физико-географическая страна, ландшафтная структура.

© Кривцов В.А., Водорезов А.В., 2016
© Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Рязанский государственный университет имени С.А. Есенина», 2016

ISBN 978-5-88006-964-4

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	6
ВВЕДЕНИЕ	9
ОБЪЕКТ И ПРЕДМЕТ РЕГИОНАЛЬНОЙ ФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ	9
ПРИРОДНЫЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ПРИРОДНЫЕ КОМПОНЕНТЫ	9
ИЕРАРХИЯ ПРИРОДНО-ТЕРРИТОРИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ	10
ФАКТОРЫ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЭПИГЕОСФЕРЫ И ФОРМИРОВАНИЯ ПТК РЕГИОНАЛЬНОГО УРОВНЯ, ФОРМЫ ОРГАНИЗАЦИИ ЛАНДШАФТНОЙ СФЕРЫ ЗЕМЛИ	10
ФАКТОРЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ ТЕРРИТОРИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ	19
ЛОКАЛЬНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ПТК	20
ИСТОРИЧЕСКИЙ, ГЕНЕТИЧЕСКИЙ, ЭВОЛЮЦИОННЫЙ И ФУНКЦИОНАЛЬНЫЙ ПОДХОДЫ К ИЗУЧЕНИЮ ПРИРОДЫ	21
КОМПЛЕКСНОЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ – МЕТОДОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА РЕГИОНАЛЬНОЙ ФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ. ПРИНЦИПЫ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ	22
СУЩЕСТВУЮЩИЕ СХЕМЫ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ	25
СХЕМА ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ, ПРИНЯТАЯ В УЧЕБНОМ ПОСОБИИ	27
ЧАСТЬ I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ	29
ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕРРИТОРИИ РОССИИ	29
ГЛАВА 2. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ. ПРЕДПОСЫЛКИ ПОЯВЛЕНИЯ И РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННЫХ КОНЦЕПЦИЙ ФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ	31
ГЛАВА 3. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЛАНДШАФТОВ	40
3.1. МОРФОЛИТОГЕННАЯ ОСНОВА РЕГИОНАЛЬНЫХ ЛАНДШАФТОВ	40
3.1.1. Общий обзор рельефа	40
3.1.2. Основные особенности геологического строения и развития территории и их отражение в современном рельефе	42
Области допозднепротерозойской складчатости. Древние платформы	43
Области байкальской складчатости	49
Области палеозойской складчатости и эпипалеозойские плиты	50
Области мезозойской складчатости	55
Области кайнозойской складчатости	56
Основные особенности морфоструктуры складчатых областей	57
3.1.3. Морфоскульптура и условия ее формирования	59
Современная криогенная морфоскульптура	60
Древнеледниковая морфоскульптура	62
Флювиальная морфоскульптура	65
Прочие типы морфоскульптуры	67
3.2. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОНАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ЛАНДШАФТОВ	70
3.2.1. Особенности радиационного и теплового режимов	70
3.2.2. Особенности циркуляции атмосферы	73
Барическое поле и перенос воздуха	73
Воздушные массы	74
Закономерности циклонической и антициклонической циркуляции	76
3.2.3. Закономерности изменения температуры воздуха у поверхности земли и причины, их обуславливающие	76
3.2.4. Тепловые ресурсы вегетационного периода	79
3.2.5. Особенности распределения и режима осадков. Увлажнение	80
3.2.6. Климатические пояса и области	82
3.3. АНТРОПОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ	84
Роль антропогенного фактора в изменении ландшафтов	88

ЧАСТЬ II. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР	91
ГЛАВА 4. МОРЯ, ОМЫВАЮЩИЕ БЕРЕГА РОССИИ	91
4.1. <i>МОРЯ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА</i>	91
4.2. <i>МОРЯ ТИХОГО ОКЕАНА</i>	104
4.3. <i>МОРЯ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА</i>	111
4.4. <i>КАСПИЙСКОЕ МОРЕ</i>	116
4.5. <i>ПРОБЛЕМЫ МОРСКОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ</i>	118
ГЛАВА 5. ЛАНДШАФТНЫЕ (ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ) СТРАНЫ	120
5.1. <i>АРКТИЧЕСКАЯ ОСТРОВНАЯ СТРАНА</i>	120
Особо охраняемые природные территории (ООПТ)	132
5.2. <i>КОЛЬСКО-КАРЕЛЬСКАЯ СТРАНА (КАК ЧАСТЬ ФЕННОСКАНДИИ). ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ</i>	133
Особенности геологического строения и развития и их отражение в современном рельефе	133
Климат и связанные с ним природные явления	135
Особенности ландшафтной структуры	136
Физико-географические области	138
Природные ресурсы и их освоение	142
Региональные экологические проблемы и особо охраняемые природные территории	142
5.3. <i>ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ (РУССКАЯ) РАВНИНА</i>	144
Рельеф и геологическое строение	144
Климат	151
Поверхностные воды	155
Озера	158
Болота	160
Особенности ландшафтной структуры	161
Ландшафтные зоны	164
Антропогенная трансформация ландшафтов	174
Физико-географические области Русской равнины	178
Особо охраняемые природные территории	194
5.4. <i>ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ РАВНИНА</i>	195
Рельеф и литогенная основа региональных ландшафтов	195
Климат	199
Многолетняя мерзлота	203
Поверхностные воды	205
Особенности ландшафтной структуры	207
Физико-географические области	215
Природные ресурсы и их освоение	226
Особо охраняемые природные территории	227
5.5. <i>СРЕДНЯЯ СИБИРЬ</i>	228
Особенности геологического строения и развития и их отражение в современном рельефе	229
Климат и связанные с ним природные явления	231
Особенности ландшафтной структуры	234
Физико-географические области	238
Природные ресурсы и их освоение	259
Особо охраняемые природные территории	260
5.6. <i>УРАЛЬСКАЯ СТРАНА</i>	261
Географическое положение	261
Особенности геологического строения и развития и их отражение в современном рельефе	263
Климат и связанные с ним природные явления	275
Особенности ландшафтной структуры	285
Физико-географические области	291
Региональные экологические проблемы и особо охраняемые природные территории	296

5.7. СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ	300
Климат и обусловленные им природные явления	303
Многолетняя мерзлота	305
Условия формирования стока	305
Реки	306
Озера	307
Современное оледенение	308
Ландшафтная структура	309
Физико-географические области	311
Особенности освоения региона. Охраняемые территории	320
5.8. СЕВЕРО-ПРИТИХООКЕАНСКАЯ (КАЧАТСКО-КУРИЛЬСКАЯ) СТРАНА	321
Особенности геологического строения и развития и их отражение в современном рельефе	321
Климат и связанные с ним природные явления	323
Ландшафтная структура	326
Вулканизм как ландшафтообразующий фактор	326
Физико-географические области	327
Охраняемые территории	338
5.9. АМУРО-САХАЛИНСКАЯ СТРАНА	339
Рельеф и геологическое строение	339
Климат и обусловленные им природные явления	341
Особенности ландшафтной структуры	344
Физико-географические (ландшафтные) области	347
Охраняемые территории	361
5.10. БАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА	361
Рельеф и геологическое строение	362
Климатические особенности региона и их роль в дифференциации ландшафтов	363
Ландшафтная структура	366
Физико-географические области	366
Особенности освоения региона	377
Особо охраняемые территории	378
5.11. АЛТАЙСКО-САЯНСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА	379
Рельеф и геологическое строение	379
Климат и связанные с ним природные явления	381
Ландшафтная структура	383
Физико-географические области	384
Охраняемые территории	396
5.12. КРЫМСКО-КАВКАЗСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА	397
Рельеф и геологическое строение	397
Климат и обусловленные им природные явления	401
Ландшафтная структура	402
Физико-географические области	404
Особенности освоения территории. Особо охраняемые природные территории	410
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	414
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ И РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	415

ПРЕДИСЛОВИЕ

Студенты, прошедшие подготовку по направлению 05.03.02 – география (уровень бакалавриата), должны обладать определенными общепрофессиональными и профессиональными компетенциями, в том числе: владением знаниями общих и теоретических основ физической географии и ландшафтов России, физической географии материков и океанов (ОПК-6).

В соответствии с этим при изучении дисциплины «Физическая география и ландшафты России» студенты должны приобрести базовые знания об основах комплексной физической географии с характеристикой закономерностей структуры, функционирования и эволюции ландшафтов.

В результате освоения данной дисциплины обучающиеся должны:

знать:

- объект и предмет региональной комплексной физической географии;
- основные этапы физико-географического изучения территории России;
- природные факторы дифференциации и формирования природных территориальных комплексов (ПТК) регионального уровня на территории России, роль рельефа, литогенной основы и климата в формировании природных комплексов, основные события плейстоцена, физико-географические следствия широтной зональности и долготной секторности климата, антропогенные факторы формирования ландшафтов, принципы физико-географического районирования, ландшафтные особенности регионов на уровне физико-географических стран;

уметь:

- давать комплексную физико-географическую характеристику регионов;
- ориентироваться в сущности причин, определяющих региональные физико-географические особенности;

владеть:

- навыками и приемами комплексного анализа и характеристики природных условий отдельных регионов.

Настоящее учебное пособие создано с учетом многолетнего опыта преподавания дисциплины «Физическая география России» в Рязанском государственном университете имени С.А. Есенина (РГУ), а также содержания рабочей программы дисциплины «Физическая география и ландшафты России», подготовленной авторами данной работы. При этом учитывались структура и содержание программы соответствующей дисциплины, рекомендованной Учебно-методическим советом по классическому университетскому образованию (работчики – К.Н. Дьяконов, А.Н. Иванов, М.Н. Петрушина)¹. Принималось во внимание также то обстоятельство, что учебным планом подготовки студентов по направлению 05.03.02 – география (уровень бакалавриата) не предусматривается

¹ Учебно-методические материалы по направлению 021000 География: для гос. ун-тов. Новосибирск : Новосиб. изд. дом, 2011. 342 с.

специальное изучение геологии, геоморфологии, климата, гидрологии, почв и растительности России и студенты приступают к изучению дисциплины «Физическая география и ландшафты России», имея лишь общее представление о соответствующих компонентах эпигеосферы.

Учебное пособие состоит из введения и двух частей.

В расширенном Введении определены объект и предмет региональной физической географии, показаны формы организации ландшафтной сферы Земли на региональном и локальном уровнях (латеральная зональность, азональность, секторность, высотная поясность в горах, высотная дифференциация платформенных равнин, барьерность в горах и на равнинах), а также факторы пространственной физико-географической дифференциации и формирования ПТК регионального и локального уровней. Изложены основные подходы к изучению природы: исторический, генетический, эволюционный, функциональный; принципы комплексного физико-географического районирования. Приведена используемая в учебном пособии схема физико-географического районирования территории России.

Часть I пособия – «Общие вопросы» – включает три главы.

В главе 1 приводятся общие сведения о территории России.

В главе 2 характеризуются основные этапы физико-географического изучения территории России, отслеживаются предпосылки появления и развития современных концепций физической географии.

В главе 3 анализируются основные факторы формирования и дифференциации ландшафтов на территории России – основные особенности морфолитогенной основы, климата и антропогенного воздействия. Литогенная основа и рельеф поверхности территории России рассматриваются во взаимосвязи. Становление современного морфоструктурного плана прослеживается при характеристике истории развития платформенных и горно-складчатых областей. Показана роль неотектонических движений в формировании современного рельефа, а соответственно и ландшафтов. Характеризуются основные типы морфоскульптуры и условия их образования. Не менее подробно прослеживаются климатические условия формирования зональных и региональных ландшафтов, показаны особенности радиационного и теплового режимов, закономерности изменения температуры воздуха у поверхности и причины, их обуславливающие, особенности режима и распределения осадков, влияние хозяйственной деятельности на климат, особенности климатической зональности территории России. Особо рассматриваются антропогенные факторы формирования современных ландшафтов.

Часть II «Региональный обзор», занимающая $\frac{3}{4}$ учебного пособия, включает две главы – главу 4 и главу 5.

В главе 4 приведена краткая физико-географическая характеристика морей, омывающих берега России. Показаны общие черты и специфические особенности морей Северного Ледовитого, Атлантического и Тихого океанов, в т.ч. геолого-геоморфологические, климатические, гидрологические.

В главе 5, наибольшей по объему, дана комплексная характеристика регионов на уровне физико-географических стран, включающая сведения о географическом положении, об особенностях морфолитогенной основы и их отражении в рельефе, о климате и обусловленных им природных явлениях (мерзлоте, условиях формирования стока, современном оледенении и т.д.), о ландшафтной структуре. Кроме того, для равнинных стран приведена характеристика ландшафтных зон и физико-географических областей, для горных стран – характеристика входящих в них физико-географических областей. В необходимых случаях показаны особенности и последствия антропогенной трансформации ландшафтов, приведены сведения о существующих особо охраняемых природных территориях. Более подробно охарактеризованы физико-географические страны, занимающие платформенные равнины, в пределах которых проживает и ведет хозяйство основная часть населения страны.

Материалы, характеризующие физико-географические области, из-за ограниченного объема контактной работы предназначены, главным образом, для самостоятельного изучения их студентами.

Авторы учебного пособия будут признательны специалистам за конструктивные замечания по его совершенствованию.

ВВЕДЕНИЕ

Объект и предмет региональной физической географии

Дисциплина «Физическая география и ландшафты России» – одна из синтетических дисциплин, изучаемых студентами при подготовке по направлению 05.03.02 – география (уровень бакалавриата). Ее интегральный характер обусловлен сопряженным использованием научных основ землеведения, геоморфологии с основами геологии, климатологии – с основами метеорологии, гидрологии, географии почв – с основами почвоведения, биогеографии, ландшафтоведения.

Объектом изучения региональной физической географии и ландшафтоведения служат геосистемы (природные территориальные комплексы) регионального и локального уровней. Предметом ее изучения являются закономерности их размещения, факторы пространственно-временной дифференциации и формирования, особенности развития, в т.ч. в условиях антропогенного воздействия.

Природные территориальные комплексы и природные компоненты

Природный территориальный комплекс в общем случае представляет собой территориально целостное, исторически сложившееся, устойчивое в своем развитии сочетание природных географических компонентов, связанных во едино потоками и круговоротами энергии и вещества, находящихся в сложном взаимодействии.

Каждый ПТК – это конкретная территория, однородная по своему происхождению и развитию, с однотипными рельефом, климатом, гидротермическими условиями, почвами, растительностью. А.Г. Исаченко определяет ПТК как пространственно-временную систему, состоящую из природных географических компонентов, взаимообусловленных в своем размещении, функционировании и развивающихся как единое целое².

С начала XX века, в частности с работ Л.С. Берга, представление о ПТК ассоциировалось с понятием «ландшафт». Н.А. Солнцев в конце 1940-х годов понятие «ландшафт» предложил закрепить за соответствующей таксономической единицей в иерархическом ряду ПТК. В настоящее время в научном обиходе в качестве синонима понятия ПТК используются термины «географический комплекс» («геокомплекс») и «геосистема». ПТК – это геокомплексы, геосистемы регионального и локального уровней, рассматриваемые как структурные элементы *этигеосферы* (географической оболочки).

Природные географические компоненты – это литогенная основа (верхняя часть земной коры), скопления воды (на суше поверхностных и подземных вод), воздушные массы, биота (микроорганизмы, растения, животные), почвы. Обычно в число отдельных географических компонентов включают климат и рельеф.

² Исаченко А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М. : Высш. шк., 1991. 366 с.

Вместе с тем и климат, и рельеф, в отличие от почвы, которая является результатом развития ПТК, не представляют собой самостоятельных природных тел. Климат по сути своей – это многолетний режим погоды, определяемый географическими условиями данной местности, а рельеф – совокупность неровностей земной поверхности, формирующейся в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Однако и климат, и рельеф играют столь значительную роль в формировании, дифференциации и функционировании ПТК, что они получили права самостоятельных географических компонентов.

Природные географические компоненты каждого ПТК взаимообусловлены в своем развитии, что позволяет представить (предсказать) свойства (особенности) любого из них, если имеются сведения о других компонентах.

Иерархия природно-территориальных комплексов

В пределах эпигеосферы сформировалось громадное количество ПТК разных размеров и степени сложности, представляющих собой систему соподчиненных единиц, определенную иерархическую лестницу – таксономическую систему. Общепринятого представления о таксономической системе ПТК пока не существует. В специальной и учебной литературе приводятся различные варианты схем иерархии геосистем: однорядные: географическая оболочка–материк–страна–зона (горная область)–провинция–район–ландшафт–урочище–фацция; двухрядные, имеющие на своих верхних ступенях самостоятельные системы зональных (географический пояс–зона–подзона) и азональных (материк–страна–область) единиц, трехрядные и многорядные³.

Существенно то, что чем выше ранг ПТК, тем более сложной оказывается его внутренняя структура, тем ярче выражена его индивидуальность.

Факторы пространственной физико-географической дифференциации эпигеосферы и формирования ПТК регионального уровня, формы организации ландшафтной сферы Земли

Региональная дифференциация эпигеосферы (географической оболочки) на геокомплексы (геосистемы) различного иерархического уровня определяется особенностями ее строения и развития на разных участках, проявляющимися в процессе взаимодействия трех основных по отношению к эпигеосфере внешних источников энергии – энергии Солнца, внутренней энергии Земли и силы тяжести.

³ Давыдова М.И., Раковская Э.М., Тушинский Г.К. Физическая география СССР. Т.1. Общий обзор. Европейская часть СССР. М. : Просвещение, 1989 ; Макунина А.А. Физическая география СССР. М. : Изд-во МГУ, 1985. 291 с. ; Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР. Общий обзор. Европейская часть СССР. Кавказ : учебн. для студентов географ. специальностей вузов. 5-е изд., перераб. и допол. М., 1986. 376 с. ; Раковская Э.М., Давыдова М.И. Физическая география России : учеб. для вузов. М. : ВЛАДОС, 2001. Ч.1, 2. ; Смирнова М.Н. Основы геологии СССР. М. : Высш. шк., 1984 ; Физико-географическое районирование СССР. Характеристика региональных единиц / под ред. Н.А. Гвоздецкого. М. : Изд-во МГУ, 1968. 574 с. ; Карта физико-географического районирования СССР. 1:8000000. М., 1983.

Результатом этого взаимодействия являются возникновение и сосуществование географической зональности и аazonальности – двух наиболее общих географических закономерностей.

Горизонтальная (латеральная) зональность. Природная (географическая, ландшафтная) зональность проявляется в закономерном изменении от экватора к полюсам физико-географических процессов, особенностей отдельных компонентов географической оболочки и геокомплексов (геосистем), обособляющихся в географической оболочке.

Первопричины зональности – неравномерное распределение солнечной радиации по земной поверхности вследствие шарообразности Земли (на разных широтах на единицу площади приходится неодинаковое количество солнечной энергии), а также наклон оси вращения земли под углом $66,5^\circ$ к плоскости эклиптики. Из-за неравномерного нагрева и испарения с подстилающей поверхности на разных широтах формируются воздушные массы, различающиеся по своим физическим показателям – температуре, влагосодержанию, плотности. Основные зональные типы воздушных масс северного полушария: экваториальные (теплые и влажные), тропические (теплые и сухие), бореальные, или умеренные (прохладные и влажные), и арктические (холодные и сухие). Неодинаковый нагрев и вследствие этого различная плотность воздушных масс определяют их циркуляцию в тропосфере. Суточное вращение Земли обусловило существование в северном полушарии нескольких циркуляционных поясов: экваториального с низким давлением, штилями и восходящими потоками воздуха; тропического с высоким давлением и северо-восточными ветрами; умеренного с пониженным давлением и западными ветрами; арктического с повышенным давлением и северо-восточными ветрами. Различают также три переходных пояса – субарктический, субтропический и субэкваториальный, в которых направление циркуляции, как и сами воздушные массы, изменяется по сезонам.

Циркуляция атмосферы – основная причина перераспределения тепла и влаги. С зональностью циркуляции воздушных масс тесно связана зональность влагооборота и увлажнения. Характер распределения осадков также имеет свою специфику: три максимума (главный на экваторе и два второстепенных в умеренных широтах) и четыре минимума (в полярных и тропических широтах). Количество осадков само по себе не определяет условий увлажнения. Так, например, в степной зоне при годовом количестве осадков 500 мм увлажнение оказывается недостаточным, а в тундре при количестве осадков 300 мм – избыточным. Чтобы судить об увлажнении, необходимо знать не только количество влаги, поступающей в тот или иной природный комплекс, но и покидающей его, в том числе фактическое испарение и испаряемость. Показателем, характеризующим увлажнение, служит коэффициент увлажнения Высоцкого–Иванова (K_y), представляющий собой отношение годового количества осадков к испаряемости. Испаряемость (максимально возможное испарение при данных условиях) – величина теоретическая, на суше она всегда больше испарения (фактически испаряющейся влаги).

Границы ландшафтных зон совпадают с определенными значениями K_y : в тайге $K_y > 1$, в лесостепи $K_y = 1,0 \div 0,6$, в степи $K_y = 0,6 \div 0,3$, в полупустыне $K_y = 0,3 \div 0,2$. При $K_y = 1,0$ условия увлажнения оптимальны. Все выпадающие осадки теоретически могут полностью испариться, и если испарение идет путем транспирации, то эта влага, пройдя через растения, обеспечивает максимальную продуктивность растительного покрова.

Не является исключением и территория нашей страны. Смешанные и широколиственные леса, расположенные в зоне оптимального увлажнения, имеют фитомассу до 420 т/га и более, а ее годовой прирост достигает 24 т/га.

Превышение количества осадков над испаряемостью ($K_y > 1$) означает, что выпадающие осадки не могут полностью вернуться в атмосферу. Они стекают по поверхности, инфильтруются в почвогрунты, а при отсутствии дренажа и просачивания вызывают заболачивание территории. Если осадки меньше испаряемости ($K_y < 1$), увлажнение недостаточное. В этих условиях падает сток, в грунтах за счет подтягивания к поверхности минерализованных поровых вод развивается засоление, снижаются фитомасса и ее продуктивность.

Зональное распределение тепла и влаги – это, в общем, климатическая зональность, которая, в свою очередь, находит отражение в других географических явлениях – в процессах стока и гидрологическом режиме рек, в формировании грунтовых вод, заболачивании, миграции химических элементов, образовании кор выветривания и т.д. Наиболее ярко зональность выражена в растительном покрове. Не случайно большинство географических зон получили свои названия по характерным типам растительности.

Зональность до некоторой степени проявляется и в рельефе, и даже в геологической основе геокомплексов. Рельеф формируется в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Эндогенные процессы азональны, а экзогенные, прямо или косвенно определяемые солнечной энергией, зональны. Также зональны и создаваемые ими формы рельефа – морфоскульптуры. Так, например, весьма специфичен рельеф зоны арктических пустынь на островах Новой Земли, где формируются покровные и горно-долинные ледники, троговые долины, цирки и т.д. Не менее специфичен рельеф тундры с ее буграми пучения, солифлюкционными террасами на склонах, термокарстовыми озерами и др. В степной зоне на возвышенностях формируется густая сеть оврагов и балок, на сниженных равнинах в пределах междуречий обычны суффозионные западины.

Зональные черты проявляются и в геологической основе (субстрате). Во все геологические эпохи осадкообразование в континентальных обстановках протекало и протекает по-разному. В арктических пустынях накапливается крупнообломочный несортированный материал, в т.ч. моренные отложения. В аридных областях формируются крупнообломочные несортированные и слабосортированные отложения, песчаные толщи, алевроиты и соли. В гумидных областях, характеризующихся достаточным и избыточным увлажнением, литогенез особенно разнообразен. Тут формируются аллювиальные и озерные отложения, толщи делювия и коллювия (в горах).

Зональность проявляется в глубине залегания и минерализации грунтовых вод. В тундре они смыкаются с поверхностными водами и оказываются ультрапресными, в степи грунтовые воды залегают на глубине 20–40 м и в той или иной мере минерализованы.

Зональность – универсальная географическая закономерность. Однако ее нельзя рассматривать как продукт современного климата. Природные (ландшафтные) зоны – результат длительного развития географической оболочки. Существующие ныне зоны формировались в основном в позднем кайнозое. Наибольшей древностью отличаются зоны экваториального пояса, которые существуют примерно на том же месте уже с неогена. В высоких широтах они моложе. В умеренном и субарктическом географических поясах общее направление в развитии ландшафтных зон было связано с аридизацией и похолоданием климата в плиоцене и плейстоцене. Особенно существенные изменения ландшафтных зон имели место в эпохи материковых оледенений и межледниковий. Смещение зон вдоль меридианов в это время составляло первые тысячи километров. В современных границах зоны на территории России формируются с начала голоцена, причем самая молодая из них – зона тундры – существует лишь последние тысячелетия.

Основной причиной смещения ландшафтных зон служили климатические изменения. Вслед за климатом должны были перестраиваться и другие компоненты геокомплексов. Вследствие присущей каждому компоненту инерционности изменение их происходило с разной скоростью. В частности, растительность и почвы не поспевали за климатом, на что обращал внимание еще Л.С. Берг⁴. Поэтому на территории вновь образованных зон в течение веков сохраняются реликтовые почвы, растительность, мерзлота и т.д. Самыми консервативными в этом отношении оказываются рельеф и геологическая основа. Так, например, московский ледник на территории Калужской области растаял еще 120 тысяч лет назад, а ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа – моренные и камовые холмы – достались в наследство зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов. Ледниковые отложения днепровского возраста, перекрытые на междуречьях покровными суглинками, являются литогенной основой современных ландшафтов северной части Среднерусской возвышенности, а ледниковые и водно-ледниковые отложения донского ледника с чехлом покровных суглинков на междуречьях – Окско-Донской равнины.

Азональность. Азональная дифференциация эпигеосферы связана с морфолитогенной неоднородностью земной коры, обусловленной особенностями проявления на разных участках эндогенных процессов. Наиболее крупные неровности земной поверхности – материковые выступы и заполненные водой океанические впадины. Из-за различий физических свойств горных пород, слагающих сушу, и водных масс, заполняющих океанические впадины (отражающей способности поверхности, теплоемкости и теплопроводности), над ними формируются разные воздушные массы – соответственно континентальные и морские, что, в свою очередь, обуславливает их континентально-океанический перенос, усложняющий

⁴ Берг Л.С. Географические зоны Советского Союза. 3-е изд. Т.1, 1947 ; Т.2, 1959. 397 с.

общую циркуляцию атмосферы. При этом формируются характерные для прибрежных зон муссоны – воздушные потоки, которые летом устремляются с океана на материк, где из-за высокого прогрева поверхности атмосферное давление оказывается пониженным, а зимой – с более холодного материка, над которым формируется область повышенного атмосферного давления, на океан.

Крупнейшие неровности материковой суши – платформенные равнины и горно-складчатые пояса, коренным образом различающиеся по особенностям своего геологического строения и развития, столь же существенно различаются по условиям формирования ландшафтов. На платформенных равнинах проявляется латеральная зональность ландшафтов, в горных областях – их вертикальная поясность. Первая связана с изменением соотношения тепла и влаги по широте, вторая – по высоте.

Наличие в пределах платформенных равнин возвышенностей и низменностей, обособившихся на неотектоническом этапе в результате проявления разноамплитудных, а часто и разнонаправленных, тектонических движений, определяет своеобразие зональных ландшафтов. В геоморфологическом анализе показатель абсолютной высоты относится к числу важнейших, поскольку он непосредственно определяет «гравитационный потенциал» рельефа и, следовательно, тип и интенсивность современных рельефообразующих процессов (денудации и аккумуляции), условия перераспределения энергии и вещества, а вместе с тем и специфику ландшафтов.

Географическая секторность. В ходе изучения ландшафтных зон, в т.ч. и на территории России, обнаружилось, что далеко не всегда они имеют вид сплошных полос. Нередко зоны разорваны. Например, зона широколиственных лесов в умеренном поясе Евразии выражена лишь в западной и восточной частях материка, а степи и пустыни, напротив, тяготеют к внутренним (континентальным) районам. Было установлено также, что в пределах одной и той же зоны могут наблюдаться резкие контрасты. Так, для восточноевропейской и среднесибирской частей таежной зоны характерны разные гидротермические условия, рельефообразующие процессы, типы почв, видовой состав растений. В горных областях горизонтальные зоны вроде бы и вовсе не выражены, вместо них появляются высотные пояса.

Подобные факты не опровергают универсальности проявления закона географической зональности. Различного рода нарушения зональности говорят о том, что она проявляется неодинаково в различных условиях – на суше и в океане, в приокеанических и внутриконтинентальных секторах материков.

Положение территории в системе континентально-океанической («зональной») циркуляции, как показал А.Г. Исаченко⁵, является одним из важнейших факторов физико-географической дифференциации поверхности. В частности, по мере удаления от Атлантического океана в умеренном поясе уменьшается влияние морских воздушных масс, возрастает континентальность, уменьшается количество осадков. Дополнительным фактором перераспределения тепла оказываются морские течения. По имеющимся данным, там, где проходят холодные течения,

⁵ Исаченко А.Г. Теория и методология географической науки. М.: Академия, 2004. 400 с.

в т.ч. у восточных берегов Камчатки, поверхность океана ежегодно теряет до 2500 МДж/м² (60 ккал/см²) тепла, что превышает затраты тепла на испарение или равно им⁶. У западных берегов Европы, напротив, за счет теплого течения поверхность океана (в полосе течения) дополнительно получает 1000–3000 МДж/м² (25–65 ккал/см²) тепла. Через циркуляцию атмосферы теплые и холодные морские течения оказывают существенное влияние на термический режим прилегающих частей материка. Как следствие, на западе нашей страны границы природных зон (тундры, тайги, смешанных лесов) смещаются к северу, на Дальнем Востоке – к югу.

Температурный эффект континентально-океанического переноса воздушных масс в умеренном поясе Евразии особенно резко выражен зимой, когда суша сильно выхолаживается и над Средней Сибирью и Северо-Востоком Сибири возникает сезонный максимум атмосферного давления. Разница между средними температурами января в городах Петрозаводске и Оймяконе, располагающихся на одной широте, достигает 40 °С.

Следствия континентально-океанической циркуляции воздушных масс многообразны. Одно из них – закономерная смена растительных сообществ, типов почв, рельефообразующих процессов по мере продвижения с запада на восток вглубь материка. Явление это в настоящее время принято называть секторностью.

Секторность – такая же географическая закономерность, как и зональность. Однако если основной причиной широтной смены ландшафтных зон является соотношение тепла и влаги (теплообеспеченности и увлажнения), то главным фактором проявления секторности служат различия в увлажнении приокеанических и внутриконтинентальных районов. Запасы тепла по долготе изменяются не столь существенно, хотя эти изменения играют вполне определенную роль в дифференциации природных комплексов и явлений.

Наиболее полный спектр секторов характерен для умеренного пояса Евразии, что обусловлено огромной протяженностью суши с запада на восток и особенностями циркуляции атмосферы. Благодаря постоянному притоку морского умеренного воздуха на Русскую равнину, господству континентального воздуха в Средней Сибири и муссонной циркуляции воздушных масс на восточной окраине материка на территории России выражены следующие сектора: слабо и умеренно континентальный, континентальный, резко континентальный и приокеанический. В арктическом и субарктическом поясах из-за господства здесь арктических холодных и сухих воздушных масс секторные различия проявляются слабее.

Обмен воздушных масс между сушей и океаном в определенных условиях имеет не только долготную, но и широтную направленность, что усиливает или ослабляет выраженность природных зон. Так, охлаждающее влияние арктических воздушных масс, поступающих на материк в летнее время, обуславливает существенное понижение температур на северной окраине России. Широтный температурный градиент в пределах тундры оказывается значительно больше, чем в расположенной южнее таежной зоне. Июльские изотермы в пределах

⁶ Исаченко А.Г. Теория и методология географической науки ...

тундры вытянуты параллельно береговой линии арктических морей. И хотя тундра – образование зональное, положение ее южной границы в значительной мере обусловлено влиянием холодных арктических масс.

В пределах платформенных равнин в умеренном поясе секторная дифференциация направлена вкрест простирания широтных ландшафтных зон. Следствием этого является то обстоятельство, что каждая зона при переходе из одного сектора в другой претерпевает более или менее существенные изменения. Весьма специфичны в геоботаническом отношении участки таежной зоны Русской равнины, Западно-Сибирской равнины и Средней Сибири, участки лесостепной зоны на Русской и Западно-Сибирской равнинах.

Высотная поясность в горах. Кроме зональных и секторных изменений теплообеспеченности и увлажнения, обуславливающих особенности проявления природной зональности на территории России, свою лепту в формирование специфических особенностей ландшафтных зон на разных их участках вносит рельеф.

Увеличение высоты поверхности в горных районах до определенного предела (на разных широтах и при разной экспозиции склонов – своего) не приводит к исчезновению типичных признаков «своей» зоны. Выше этого предела появляются черты, свойственные соседней, более северной, зоне, и далее по мере нарастания высот происходит смена высотных поясов, напоминающая последовательность расположения горизонтальных природных зон. Это явление со времен А. Гумбольдта известно как высотная поясность.

Причиной существования высотной поясности является изменение с высотой теплового режима подстилающей поверхности. Величина солнечной радиации с высотой увеличивается примерно на 10 % на каждые 1000 м подъема, что связано с уменьшением толщины и плотности атмосферы, содержания водяного пара и пыли. Однако длинноволновое излучение самой Земли с высотой растет быстрее, чем суммарная солнечная радиация. В результате радиационный баланс, а вместе с ним и температура воздуха с высотой быстро уменьшаются. Вертикальный температурный градиент в сотни раз превышает широтный, следовательно, поднимаясь по северному макросклону Большого Кавказа на несколько километров снизу вверх, можно проследить такие же изменения в ландшафтах, как если бы пришлось перемещаться от полупустынь в предгорьях Кавказа до арктических пустынь на Северной Земле.

С высотой изменяется не только температура воздуха, но и увлажнение. Содержание в воздухе водяного пара с высотой быстро уменьшается. Выпадение же осадков на склонах гор, в первую очередь, обязано барьерному эффекту, создаваемому горными сооружениями. На наветренных макросклонах горных сооружений происходит восходящее движение воздушных масс, с чем связаны конденсация водяного пара и выпадение осадков. Количество осадков в горах растет лишь до определенной высоты, а далее, по мере уменьшения содержания водяного пара в воздухе, уменьшается. Так, например, на северо-западном наветренном склоне Большого Кавказа максимальное количество осадков выпадает в интервале высот от 2400 до 3000 м, а в восточных частях Баджальского и Буреинского хребтов, расположенных в бассейне Амура, – в интервале 1000–1500 м. Поскольку выпадение осадков в горах связано с подъемом воздушных масс вверх по склонам,

то наветренные склоны могут получать влаги в несколько раз больше, чем подветренные. На западном склоне Урала в пределах таежной зоны выпадает до 1500 мм осадков, на восточном склоне – около 500 мм. Кроме того, распределение осадков в горах зависит от экспозиции хребтов по отношению к перемещающимся воздушным массам, взаимного расположения хребтов. Поэтому в пределах даже одной горной области зона повышенного увлажнения на склонах отдельных хребтов будет занимать разное высотное положение.

Структура высотной поясности в каждой из горных областей не является отражением системы горизонтальных зон, сформировавшихся в пределах нашей страны. Спектр существующих высотных поясов в горных областях России значительно превосходит число горизонтальных зон. Разнообразие систем высотной поясности определяется: географическим положением горных сооружений, в том числе положением в пределах горизонтальных природных зон и определенных секторов; абсолютной высотой гор; экспозицией хребтов и их взаимным расположением. Каждой природной зоне и каждому сектору в ее пределах характерен свой тип высотной поясности. Чем южнее расположены горы и чем они выше, тем шире спектр высотных поясов. При этом вертикальные пределы одних и тех же поясов смещаются вверх.

Высотная ландшафтная дифференциация платформенных равнин. Различия в высоте земной поверхности проявляются в тепло- и влагообеспеченности даже на равнинах. Так, Среднерусская возвышенность в западной наветренной ее части получает на 60–100 мм осадков больше, чем соседняя с ней Окско-Донская равнина, поверхность которой располагается всего на 50–80 м ниже. Такой же эффект отмечается для Приволжской возвышенности и Низкого Заволжья.

Увеличение высоты поверхности в пределах возвышенностей (в Средней Сибири – плато), как правило, не вызывает исчезновения типичных признаков «своей» зоны (в Средней Сибири на плато Путорана смена высотных поясов имеет место). Вместе с тем различия в тепло- и влагообеспеченности на возвышенностях (плато) и соседних с ними низменностях отражаются в особенностях ландшафтов, формирующихся в их пределах.

Низменности – как правило, области преимущественной аккумуляции, часто с более молодым рельефом, редким и мелким эрозионным расчленением, обычно слабо дренированные, с близповерхностным залеганием грунтовых вод. Дополнительное поступление воды в пределы низменностей происходит с соседних возвышенностей. Как следствие, даже при коэффициенте увлажнения, близком к единице, в зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов на Русской равнине формируются верховые болота. Характерным примером является Мещёрская низменность.

Возвышенности (плато), напротив, отличаются густым и глубоким эрозионным расчленением, хорошей дренированностью, глубоким залеганием грунтовых вод. В их пределах преобладают процессы денудации. Нередко по более увлажненным наветренным участкам возвышенностей далеко к югу проникают элементы, характерные для ландшафтов, расположенных севернее, а по менее увлажненным подветренным участкам к северу смещаются элементы южных ландшафтов.

Характерный пример – Среднерусская возвышенность, по западной периферии которой широколиственные леса на темно-серых лесных почвах проникают до широты города Белгорода (50°40' с. ш.), а по восточной ее периферии лесостепные участки с оподзоленными и выщелоченными черноземами распространяются почти до Рязани (54°40' с. ш.). Характерно, что на соседней относительно сниженной Окско-Донской равнине лесостепные ландшафты формируются на 70 км южнее.

В таежной зоне лучше дренированные возвышенности, с которых холодный воздух стекает на соседние низменности, оказываются проводниками к северу растений, характерных для более южных ландшафтных зон. Так, например, в пределах Валдайской возвышенности дуб проникает на север значительно дальше, чем на соседних низменностях.

Различия в региональных ландшафтах, связанные с наличием на платформенных равнинах низменностей и возвышенностей, показывают, что существует два высотных уровня, или яруса, ландшафтной дифференциации. Граница между соответствующими ярусами в каждом случае своя. В центре Русской равнины, где располагаются Среднерусская и Приволжская возвышенности и разделяющая их Окско-Донская равнина, она проходит на отметках 170–180 м (такие же цифры А.Г. Исаченко приводит и для Русской равнины в целом⁷), на разных участках Западно-Сибирской равнины – на отметках от 160 до 180 м, в Средней Сибири, где по площади преобладают возвышенные равнины и плато с высотами от 200 до 800 м и более, появляются признаки высотной поясности, что предполагает выделение дополнительных ярусов.

Барьерность в горах и на равнинах. Наличие орографических препятствий на пути воздушных масс, приносящих влагу, существенным образом влияет на распределение осадков. Так, западный макросклон Северного и Приполярного Урала получает от 1000 до 1500 мм осадков, восточный – в 2–3 раза меньше. По западному макросклону в горнотаежном поясе растут темнохвойные леса, по восточному – лиственничные и сосновые. Наветренные склоны плато Путорана, Сыверма, Тунгусского плато и Енисейского кряжа, располагающиеся на правобережье Енисея, получают от 500 до 1000 мм осадков. Восточнее в пределах тех же плато количество осадков сокращается до 400 мм, а в котловинах и того меньше. В долинах притоков Енисея, врезаемых в западные участки плато, растут темнохвойные леса, в долинах, расчленяющих их восточные участки, – лиственничники, местами сосняки.

Соответствующий эффект получил название барьерного, или барьерности. Характерно, что влияние горных барьеров сказывается и на ландшафтах предгорных равнин. Восходящее движение воздуха, скапливающегося перед горным барьером, начинается за десятки, а то и за сотни километров до него. Как следствие, в части равнин, примыкающих к горному барьеру с наветренной стороны, отмечается увеличение количества осадков (Предуралье, участки Западно-Сибирской равнины, примыкающие к Салаирскому кряжу и предгорьям Алтая, и т.д.). Для равнин по другую сторону хребтов в связи с опусканием воздушных масс характерно уменьшение облачности и, соответственно, сокращение количества осадков

⁷ Исаченко А.Г. Теория и методология географической науки ...

(Зауралье, западная часть Минусинской котловины, примыкающая к Кузнецкому Алатау, Хемчикская котловина за Шапшальским хребтом и горными сооружениями Западного Саяна, Янское плато за Верхоянскими хребтами и т.д.). В таких условиях формируются ландшафты барьерной тени.

Отмеченный ранее факт увеличения количества осадков по западной периферии Среднерусской возвышенности по сравнению с ее восточной периферией и Окско-Донской равниной является проявлением того же барьерного эффекта. Подобная картина характерна и для западной периферии Приволжской возвышенности и Низкого Заволжья.

Факторы и условия формирования природных территориальных комплексов на территории России

Зональные ПТК внутренне неоднородны, что связано в основном с различиями в рельефе, вещественном составе и свойствах почвообразующих пород, являющихся по сути своей азональными образованиями, обуславливающими, в конечном счете, формирование региональных ПТК. Процессы формирования зональных и азональных ПТК обусловлены разными причинами. Образование первых в основном связано с определенным характером распределения тепла и влаги по поверхности Земли, вторых – с морфоструктурными различиями поверхности, выражающимися в существовании крупных неровностей рельефа (в данном случае возвышенностей и низменностей).

Существующие ныне зональные ПТК (природные зоны) – относительно молодые образования. В своих современных границах они обособились примерно 2,5–1,5 тыс. лет назад. Ранее, в голоцене, в бореальный и атлантический периоды, границы природных зон испытывали значительное смещение⁸. В среднем и позднем плейстоцене чередование холодных и теплых эпох приводило даже к перестройке структуры природных зон.

Крупные неровности в пределах нашей страны в виде, близком к современному, сформировались значительно раньше, чем современные зональные комплексы, как правило, еще в неогене. Осложняющие их морфоскульптуры в основном формировались в течение плейстоцена. При соответствующих климатических условиях в пределах различных морфоструктур природные процессы проявлялись по-разному, что находит свое отражение, в частности, в морфоскульптурных особенностях Среднерусской возвышенности, Окско-Донской равнины и Мещёрской низменности, а также во внутренней структуре образовавшихся в их пределах региональных морфологических комплексов⁹.

Характерно, что в период становления существующей ныне морфоскульптуры менялся даже субстрат, на котором формировались почвенный и растительный покровы. Так, в позднем плейстоцене междуречья на Среднерусской возвышенности и на Окско-Донской равнине, слагавшиеся с поверхности ледниковыми

⁸ Основы геоэкологии : в 5 ч. Ч. 3. Региональная геоэкология и историческая геоэкология мира. М., 1998.

⁹ Кривцов В.А., Тобратов С.А. [и др.]. Природный потенциал ландшафтов Рязанской области : моногр. / под ред. В.А. Кривцова, С.А. Тобратова ; Ряз.гос. ун-т имени С.А. Есенина. Рязань, 2001. 768 с.

и водно-ледниковыми отложениями, местами доледниковыми отложениями разного состава и генезиса, были перекрыты чехлом покровных лёссовидных суглинков, на которых в голоцене и формировались существующие ныне почвы.

Таким образом, становление региональных природно-территориальных комплексов – процесс относительно длительный и сложный. Характерные для современных природных зон особенности перераспределения вещества и энергии по-разному проявляются в пределах региональных природных комплексов, сформированных на предыдущих палеогеографических этапах. Реликтовые компоненты ландшафтов в той или иной мере обуславливают некоторые особенности современных региональных ПТК.

Региональные ПТК – зонально-азональные образования, поскольку их формирование осуществляется во взаимодействии зональных и аazonальных компонентов.

В историческое время в связи с усиливавшейся от века к веку антропогенной нагрузкой региональные ПТК испытали определенную трансформацию. В условиях нарастающего антропогенного прессинга наибольшее изменение претерпели относительно молодые и в то же время наиболее динамичные компоненты – растительность и почвы. На Русской равнине на значительных площадях были сведены леса, а существующие ныне леса – порослевые и саженьные, как правило, имеющие возраст не более 90 лет, многократно горевшие. Распаханы и в той или иной мере эродированы серые лесные и черноземные почвы, сформировавшиеся в зоне широколиственных лесов и в лесостепной зоне. Заметно изменился режим стока рек.

В меньшей мере антропогенное воздействие сказалось на рельефе. Основные неровности сохранили свои особенности, и лишь местами они осложнились карьерами, отвалами, каналами, постройками. За пределами городов сохранила свои особенности литогенная основа. Не изменились и макроклиматические показатели. Локальные воздействия человека на водно-тепловой баланс земной поверхности путем изменения альбедо, режима испарения и стока проявились лишь в местном климате и пока существенно не сказались на его общих (планетарных) и региональных особенностях.

Локальная дифференциация региональных ПТК

Региональные ПТК в той или иной мере внутренне неоднородны. При последовательном анализе условий их дифференциации на таксономические единицы нисходящих рангов мы неизбежно подойдем к некоторому рубежу, за которым существующие на данном участке природные особенности уже нельзя будет объяснить проявлением универсальных зональных (климатических особенностей) и аazonальных (морфоструктурных особенностей) факторов, определяющих формирование ПТК регионального уровня.

Наименьшей таксономической единицей в ряду ПТК регионального уровня, сочетающей в себе признаки соответствующей ландшафтной зоны и особенности, присущие морфоструктуре, в пределах которой сформировался данный

ПТК, является ландшафт¹⁰. Ландшафты также внутренне неоднородны. Например, в одних и тех же ландшафтах южной части Мещёрской низменности соседствуют сухие сосновые боры с лесостепными видами травянистых растений и верховые болота с мелкоплодной клюквой¹¹. У балок, расчленяющих Среднерусскую и Привожскую возвышенности, склоны южной экспозиции остепнены даже за пределами лесостепной зоны, а на склонах северной экспозиции формируются злаково-разнотравные луга, местами растут байрачные дубравы¹².

Неоднородность ПТК ранга ландшафтов (внутриландшафтная, топологическая или локальная дифференциация) связана с проявлением внутренних географических причин, а также является следствием функционирования самих ландшафтов¹³. К факторам, обуславливающим локальную дифференциацию ландшафтов, относятся: реликтовые мезо- и микроформы рельефа; экзогенные рельефообразующие процессы (эрозия и аккумуляция постоянных и временных водотоков, карст, суффозия, термокарст, дефляция и т.д.), создающие все многообразие современных мезо- и микроформ рельефа и, в конечном счете, множество элементарных участков поверхности, различающихся по составу и свойствам грунтов, условиям увлажнения и термическому режиму, что, в свою очередь, определяет разные условия для формирования растительного покрова и почв. Каждому элементарному местоположению соответствует один биоценоз, который вместе с абиотическими компонентами образует фацию. Кроме элементарных ПТК – фаций выделяются и другие образования локального уровня, представляющие собой последовательные ступени интеграции фаций – урочища (простые и сложные), местности.

Исторический, генетический, эволюционный и функциональный подходы к изучению природы

Исторический, генетический, эволюционный и функциональный подходы к изучению природы раскрывают свойства и особенности ПТК как целостных образований, в т.ч. их происхождение, историю развития, специфику функционирования и динамику, тенденции развития.

Исторический подход, который в науке используется для изучения развития предметов и явлений, в физической географии применяется в двух вариантах – палеогеографическом и историко-географическом. Первый из них применяется к доисторическому прошлому эпигеосферы и составляющих ее геоконплексов. Базируется он в основном на методах, применяемых в исторической геологии и палеогеографии (изучении реликтовых образований, например, ледниковых отложений и форм рельефа, погребенных долин и выполняющих их

¹⁰ Исаченко А.Г. Теория и методология географической науки ...

¹¹ Лавренко К.М., Исаченко Г.И. Зональное и провинциальное ботанико-географическое подразделение европейской части СССР // Изв. Всесоюз. географ. о-ва. Т. 108, вып. 6. М., 1976.

¹² Жучкова В.К., Раковская Э.М. Методы комплексных физико-географических исследований : учеб. пособие для студентов вузов. М. : Академия, 2004. 368 с. ; Морфоструктура и морфоскульптура равнин СССР и дна окружающих его морей. М. : Наука, 1986.

¹³ Исаченко А.Г. Теория и методология географической науки ...

отложений, следов древних береговых линий, растений прошлых геологических эпох, ископаемых остатков животных и растений, спор и пыльцы). Второй – применим к изучению ПТК и природных процессов исторического периода, когда сформировавшиеся к этому времени природные комплексы стали испытывать антропогенное воздействие. Здесь наряду с традиционными методами исторической геологии и палеогеографии применяются археологические методы, собственно исторические (изучение памятников культуры, архивных источников и т.д.), методы сопоставления разновременных картографических источников.

Генетический подход к изучению ПТК в общем виде заключается в выяснении того, почему и каким путем сформировался конкретный региональный природный комплекс, каково его происхождение.

Эволюционный подход основывается на восстановлении истории формирования и развития ПТК с учетом сохранившихся следов его предшествующих состояний, запечатленных в отдельных компонентах комплексов – литогенной основе, рельефе, почвах, иногда флоре. Эволюционный подход, ориентированный на восстановление особенностей формирования и развития ПТК, позволяет не только объяснять их современное состояние, но и судить о тенденциях их дальнейшего развития.

Функциональный подход позволяет вскрыть сущность взаимосвязей и взаимодействий отдельных компонентов ПТК. Один из методов изучения особенностей функционирования ПТК – метод комплексной ординации, разработанный в Институте географии Сибири и Дальнего востока¹⁴, – позволяет количественно характеризовать взаимосвязи между отдельными компонентами внутри ПТК и различными комплексами, изучать пространственные и временные изменения природных процессов. Функциональный подход к изучению ПТК предполагает проведение многолетних регулярных наблюдений за природными процессами и их динамикой в условиях стационара. Изучение функционирования и динамики ПТК позволяет давать прогноз их развития, в т.ч. в условиях антропогенной нагрузки.

Совокупность соответствующих подходов к изучению ПТК, включающих описание их современных свойств и внутренней структуры, познание путей их становления, выявление и количественную характеристику внутренних связей, особенностей функционирования и динамики, дает возможность понять их сущность и тенденции дальнейшего развития. Все это является основой для разработки схем оптимального использования природного потенциала соответствующих ПТК.

Комплексное физико-географическое районирование – методологическая основа региональной физической географии.

Принципы физико-географического районирования

Комплексное физико-географическое, или ландшафтное, районирование – важнейший способ синтеза знаний о закономерностях территориальной природно-географической дифференциации и интеграции на региональном уровне.

¹⁴ Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск : Наука. 1978. 310 с.

Физико-географическое районирование – это система деления географической оболочки, основанная на выявлении территориальных различий ее компонентов и природных комплексов (геокомплексов) нисходящих рангов. Соответственно различают районирование по отдельным компонентам географической оболочки (геоморфологическое, почвенное и т.д.) и комплексное (ландшафтное) районирование, объектами которого являются конкретные (индивидуальные) природные комплексы регионального уровня (физико-географические регионы – страны, области и т.д.).

Каждый физико-географический регион представляет собой сложную геосистему (природно-территориальный комплекс, геокомплекс), обладающую территориальной целостностью и внутренним единством, которое обусловлено общностью географического положения и развития, а также сопряженностью его составных частей.

Физико-географическое районирование в научном плане ставит своей целью выделение геосистем – основных объектов изучения физической географии.

Практическое значение работ по физико-географическому районированию определяется тем, что полученная общенаучная информация служит основой для анализа состояния и условий формирования соответствующих геокомплексов. Цель данного анализа – оптимальное использование геокомплексов, не приводящее к нарушению их внутренних связей и необратимым изменениям отдельных компонентов, а соответственно, способствующее сохранению их целостности.

На первом этапе, с конца XVIII века и вплоть до конца XIX века, физико-географическое районирование по сути своей было отраслевым. Лучше других компонентов к тому времени были изучены растительность и рельеф, поэтому и первые схемы районирования строились на различиях в растительном покрове и рельефе. Поскольку растительность – индикатор всего комплекса природных условий, схемы районирования, построенные с учетом изменения растительного покрова с севера на юг, в целом отражали существующую географическую зональность. В меньшей мере зональную смену геокомплексов отражали построения, основанные на особенностях строения и происхождения рельефа поверхности и приуроченной к нему растительности.

Особую роль в разработке теоретических основ районирования сыграло учение В.В. Докучаева, показавшего, что зональность присуща не только отдельным природным компонентам, но и всем исторически обусловленным и пространственно ограниченными сочетаниям взаимосвязанных в своем развитии компонентов природы. По сути, начиная с В.В. Докучаева, в основу физико-географического районирования была положена идея существования природных комплексов – территориально целостных исторически сложившихся устойчивых в своем развитии сочетаний природных компонентов, связанных потоками и круговоротами вещества и энергии.

В настоящее время за исходное условие при разработке схем физико-географического районирования почти все специалисты принимают факт существования двух основных типов региональной дифференциации (и интеграции) – зонального и азонального. Оба процесса протекают независимо друг от друга, так как обусловлены разными причинами, но при этом оказывают друг на друга определенное влияние.

Крупные азональные комплексы – как правило, более древние образования, чем зональные. Так, например, положение и структура ландшафтных зон на платформенных равнинах России многократно и коренным образом менялись в среднем и позднем плейстоцене, смещение границ ландшафтных зон отмечалось и в голоцене, а сами равнины в виде, близком к современному, существуют, по крайней мере, с неогена. При этом в пределах неровностей, созданных внутри этих равнин неотектоническими движениями, в условиях, определявших существование на данной территории соответствующих ландшафтных зон, формировались различные (специфические) природные комплексы регионального уровня.

Существует несколько способов сочетания зональных и азональных признаков, учитываемых при физико-географическом районировании, – так называемые однорядный, двухрядный и многорядный способы.

Однорядный способ предполагает чередование зональных и азональных признаков при выделении регионов различных рангов. А.А. Григорьев в 1946 году предложил следующую схему (таксономический ряд) природных комплексов разного ранга: пояс – сектор – зона (и подзона) – провинция – ландшафт. Другая известная схема, рекомендованная межвузовским совещанием по физико-географическому районированию, включает следующий таксономический ряд: страна – зона – провинция – подзона – округ – район. В этих схемах при выделении каждой последующей единицы используются то зональные, то азональные признаки. При этом часто нарушаются реальные таксономические соотношения регионов разных категорий. Например, положение зоны в таксономическом ряду после страны или сектора должно означать, что зона является частью страны (сектора), но зоны, однако, ни в каком соподчинении со страной не находятся.

Однорядные системы при кажущейся их простоте и логичности оказываются неполными и противоречивыми. Секторы в ряде случаев, как например, Дальневосточный муссонный, перекрывают несколько поясов, а ландшафтная страна может оказаться в двух или даже в трех поясах, как например, Средняя Сибирь, располагающаяся в арктическом, субарктическом и умеренном поясах.

В целом однорядная система не решает вопрос о совместном учете зональных и азональных признаков. Причина этого в том, что в природе нет чередования тех и других, они сосуществуют и перекрываются на одних и тех же площадях. Примером тому может служить любая из карт физико-географического районирования, где границы ландшафтных стран накладываются на показанные качественным фоном (цветом) ландшафтные зоны. При этом некоторые зоны пересекают несколько стран, а равнинные страны включают отрезки нескольких ландшафтных зон. В сущности, все эти карты двухрядны. Совместный показ на карте зональных и азональных природных комплексов еще не означает появления новой системы районирования.

Задача районирования на основе двух рядов природных комплексов состоит в том, чтобы каждый участок земной поверхности нашел свое место как в зональном, так и в азональном рядах. Одним из вариантов физико-географического районирования, учитывающего данные условия, является система таксономических единиц, предложенная А.Г. Исаченко¹⁵. Другой вариант, предложенный В.И. Про-

¹⁵ Исаченко А.Г. Теория и методология географической науки ...

каевым¹⁶, – трехрядная и многорядная системы физико-географического районирования. Суть этих систем, в принципе, одна и та же: из-за территориального несовпадения тектогенных и климатогенных единиц ландшафтные геокомплексы выделяются при наложении их границ. Таксономическая сопоставимость тектогенных и климатогенных геокомплексов при этом определяется их рангом.

Трехрядная система единиц В.И. Прокаева объединяет ряды таксономических единиц полных климатогенных и тектогенных геокомплексов с рядом ландшафтных единиц, выделенных при их помощи. При наложении границ наиболее крупных и сложных геокомплексов 1-го ранга (сектора пояса и подконтинента) выделяется высшая ландшафтная единица – макрообласть, геокомплексов 2-го ранга (сектора зоны и страны) – область, геокомплексов 3-го ранга (подсектор зоны и края) – провинции и т.д. Многорядная система В.И. Прокаева отличается тем, что в ней вместо полных климатогенных единиц используются те неполные единицы, при наложении границ которых выделяются полные. Например, вместо сектора зоны – собственно зона и сектор.

Существующие схемы физико-географического районирования территории России

На карте физико-географического районирования территории бывшего СССР, представленной в не утратившем своей научной ценности Физико-географическом атласе мира¹⁷, выделены единицы двух таксономических рангов: «Природные страны» (всего 19) и входящие в них «Природные провинции» (всего 194). Природные зоны в ряду единиц районирования не фигурируют, но поскольку в пределах равнин провинции сгруппированы по зональному признаку, то качественный фон (цвет) дает представление и о положении зон.

В 1968 году была опубликована книга «Физико-географическое районирование СССР. Характеристика региональных единиц», подготовленная специалистами Московского государственного университета¹⁸. Тогда же вышла в свет и сводная карта физико-географического районирования СССР, иллюстрирующая эту книгу. На карте показаны единицы трех рангов: 1-го – страны (всего 19), 2-го – зоны (на равнинах) и горные области (в горных странах) (всего 88), 3-го – провинции (всего 305).

В 1983 году серия карт для высшей школы пополнилась картой физико-географического районирования СССР, составленной также географами МГУ¹⁹. По сравнению с картой 1968 года единица второй ступени районирования здесь получила название области не только для горных, но и для равнинных стран. Области на равнинах здесь соответствуют отрезкам природных зон в пределах стран, а горные области, как и ранее, выделены по азональному признаку – как крупные тектонически и морфологически обособленные участки горных стран.

¹⁶ Прокаев В.И. Физико-географическое районирование СССР. М. :Просвещение, 1983.

¹⁷ Физико-географический атлас мира. М. : ГУГК, 1964.

¹⁸ Физико-географическое районирование СССР ...

¹⁹ Карта физико-географического районирования СССР ...

Количество стран осталось прежним – 19, областей стало 91, количество провинций увеличилось до 342. Эта же карта, но в масштабе 1:24000000, присутствует в Атласе СССР (издание 1985 года)²⁰. Из-за мелкого масштаба на ней не показаны провинции.

В учебниках Ф.Н. Милькова и Н.А. Гвоздецкого²¹, Н.А. Гвоздецкого и Н.И. Михайлова²², сохраняющих свою познавательную ценность и поныне, в пределах ландшафтных зон на платформенных равнинах выделяются провинции, соответствующие крупным неровностям рельефа, в горных странах – горные области.

В учебных пособиях А.М. Алпатыева и др. (часть 2 – 1975 год, часть 3 – 1976 год) физико-географическая характеристика СССР построена на описании стран (их 13) и областей. На Русской и Западно-Сибирской равнинах авторами выделены провинции, соответствующие отрезкам зон в пределах страны²³.

В учебных пособиях М.И. Давыдовой, Э.М. Раковской, Г.К. Тушинского²⁴ и Э.М. Раковской, М.И. Давыдовой²⁵ за основу принята трехуровневая система таксономических единиц: 1 – страна, 2 – зона (для равнин) или горная область (для горных стран), 3 – провинция. Авторы этих пособий не согласны с выделением в пределах равнинных стран «равнинных областей» в качестве отрезков зон, как это принято на карте физико-географического районирования СССР 1983 года и в ее уменьшенном и упрощенном варианте в Атласе СССР, поскольку в основу выделения единиц второго порядка в горных и равнинных странах положены разные признаки: в первом случае азональные, во втором – зональные.

В учебном пособии А.А. Макуниной²⁶ физико-географические области, как в горах, так и на равнинах, выделяются по азональному признаку, однако факторы дифференциации ландшафтов при этом учитываются разные. Так, например, в пределах Средней Сибири это направленность неотектонических движений, обособивших крупные неровности земной поверхности, а для Русской и Западно-Сибирской равнин – время вступления территории в континентальный этап развития, оледенения и трансгрессии. При этом не всегда учитывается положение физико-географических областей по отношению к ландшафтным зонам.

А.Г. Исаченко в своих схемах районирования физико-географические (ландшафтные) области на равнинах, как и в горных странах, выделяет по азональному (тектогенному) признаку, а границы физико-географических стран накладывает на зональную основу²⁷.

В книге «География России», вышедшей в 2005 году²⁸, приводится карта «Природные зоны и регионы (физико-географические страны)», на которой качественным фоном (цветом) показаны природные зоны с наложенными на них границами физико-географических стран (всего 12). Штриховкой в пределах горных стран показаны области с высотной поясностью.

²⁰ Атлас СССР. М.: ГУГК, 1985.

²¹ Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР ...

²² Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И. Физическая география СССР. Азиатская часть : учеб. для студентов географ. специальностей вузов. 4-е изд., испр. и доп. М. : Высш. шк., 1987. 448 с.

²³ Алпатыев А.М., Архангельский А.М., Подоплелов Н.Я. Физическая география СССР. М. : Высш. шк., 1973. 336 с.

²⁴ Давыдова М.И., Раковская Э.М., Тушинский Г.К. Физическая география СССР. ...

²⁵ Раковская Э.М., Давыдова М.И. Физическая география России ...

²⁶ Макунина А.А. Физическая география СССР ...

²⁷ Исаченко А.Г. Теория и методология географической науки ...

²⁸ Д.Д. Бадюков и [др.]. География России. Серия «Библиотека новой Российской Энциклопедии» ...

Схема физико-географического районирования территории России, принятая в учебном пособии

Авторы данного учебного пособия с учетом часов, отводимых на изучение дисциплины «Физическая география и ландшафты России», при физико-географическом районировании территории России ограничиваются двухуровневой системой таксономических единиц: страна, область.

Физико-географические (ландшафтные) страны выделяются с учетом, во-первых, единства геоструктуры (щиты, плиты древних и молодых платформ, складчатые области разного возраста) и преобладающей тенденции неотектонических движений; во-вторых, морфологической общности (обширные горные сооружения, платформенные равнины); в-третьих, специфики макроциркуляционных процессов, связанной с положением по отношению к океанам, соотношением роли морских и континентальных воздушных масс и особенностями их трансформации; в-четвертых, структуры широтной зональности (количество ландшафтных зон, особенности их расположения); в-пятых, наличия высотной поясности.

В пределах физико-географических стран и в горах, и на равнинах в границах крупных региональных морфоструктур выделяются физико-географические области. На равнинах, как и в горах, это орографически обособленные части стран, отличающиеся направленностью и амплитудой неотектонических движений и в силу этого специфическим рельефом, гидротермическими условиями, почвами, растительностью.

Таким образом, и страны, и области в их пределах с характерными для них ландшафтными особенностями – тектогенные образования. Границы физико-географических стран и областей при этом наложены на зональную основу, что позволяет при необходимости выделять провинции. На равнинах это часть соответствующей области в пределах той или иной зоны, характеризующаяся общностью рельефа, геологического строения и биоклиматических особенностей, например, провинция широколиственных лесов Окско-Донской равнины или лесостепная провинция Среднерусской возвышенности. В горных странах это часть горной области, характеризующая общностью геологического строения, рельефа, типом высотной поясности. Например, в Алтайской горной области выделяются провинции Горноалтайская, Центрального Алтая и Юго-Восточного Алтая, а за пределами России – Калбинская и Южноалтайская. Все они орографически обособлены, отличаются по абсолютной высоте и типу рельефа, для каждой из них характерен свой набор высотных поясов.

В пособии приводится карта ландшафтных зон и физико-географических (ландшафтных) стран (рис. 1). На показанные качественным фоном ландшафтные зоны (как и у А.Г. Исаченко, и у Э.М. Раковской) наложены границы стран. Всего их 12: Арктическая островная страна, Кольско-Карельская страна (как часть Фенноскандии), платформенные равнины – Русская (Восточно-Европейская), Западно-Сибирская, Средняя Сибирь, горные сооружения – Урал, Северо-Восточная Сибирь, Северо-Притихоокеанская страна (Камчатско-Курильская страна), Амурско-Сахалинская страна (Амуру-Приморско-Сахалинская), Байкальская

страна, Алтайско-Саянская страна, Крымско-Кавказская страна. В горных странах области высотной поясности показаны штриховкой на фоне соответствующей ландшафтной зоны.

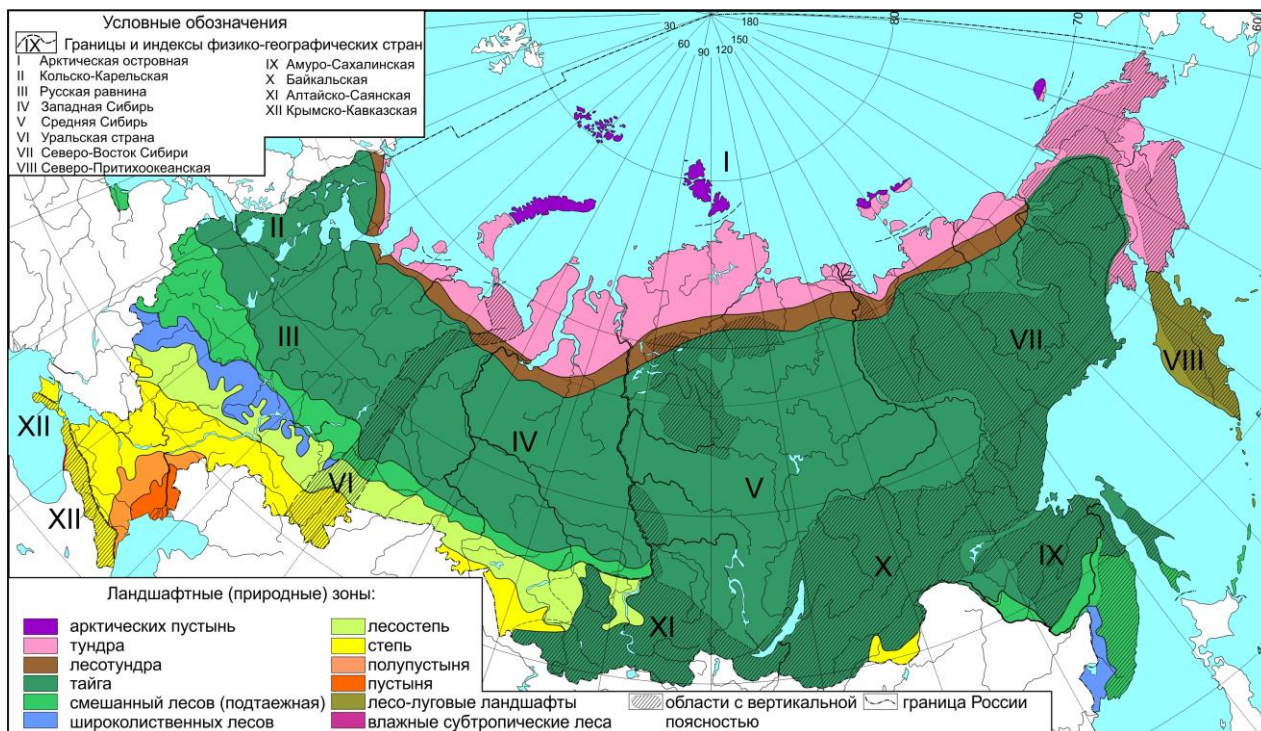


Рис. 1. Ландшафтные зоны и физико-географические (ландшафтные) страны

При характеристике Арктической островной страны, Кольско-Карельской страны и всех горных стран основное внимание уделяется анализу факторов, определяющих особенности их ландшафтной структуры, и показу особенностей входящих в их состав областей.

При характеристике равнинных стран, сформированных на платформенных структурах, особое внимание уделяется особенностям ландшафтных зон. Прежде всего это относится к Русской и Западно-Сибирской равнинам, в пределах которых широтная зональность проявляется наиболее четко, а различия между ландшафтными областями из-за относительно слабой дифференциации поверхности по высоте (если они располагаются в пределах одной и той же зоны) в значительной степени сглажены. Для Средней Сибири, где амплитуда неотектонических движений была значительно больше, большое внимание уделено показу особенностей ландшафтных областей.

Количество ландшафтных зон в пределах равнин, как и некоторые участки границ стран, на приводимой нами карте физико-географического районирования не всегда совпадают с известными схемами²⁹.

Для каждой из ландшафтных (физико-географических) стран приводятся схемы и характеристика входящих в них физико-географических областей. Соответствующая информация предлагается студентам для самостоятельного изучения.

²⁹ Карта физико-географического районирования СССР ...

ЧАСТЬ I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

ГЛАВА 1

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Россия расположена в северной и северо-восточной частях крупнейшего континента Земли – Евразии. Ее площадь вместе с островами и частью полуострова Крым, вошедшими в состав Российской Федерации в мае 2014 года (Федеральный конституционный закон Российской Федерации от 27.05.2014 № 7-ФКЗ « О внесении изменений в Федеральный конституционный закон «О принятии в Российскую Федерацию Республики Крым и образовании в составе Российской Федерации новых субъектов – республики Крым и города федерального подчинения Севастополя»), составляет 17,125 млн км². Крайняя северная точка на материке – мыс Челюскин (77°43′ с. ш.), а в Арктике – мыс Флигели на острове Рудольфа в архипелаге Земля Франца-Иосифа (81°51′ с. ш.). Самая южная точка располагается на границе с Азербайджаном, вблизи горы Базардюзю (41°11′ с. ш.). Крайняя западная точка располагается на песчаной косе в Гданьском заливе Балтийского моря на территории Калининградской области (19°38′ с. ш.). Основная часть территории России располагается на 500 км восточнее Калининградской области. Самая западная точка (21°17′ в. д.) находится на границе с Эстонией, на берегу реки Педедзе, впадающей в Западную Двину. Самая восточная материковая точка – мыс Дежнёва на Чукотском полуострове (169°40′ з. д.), островная – на острове Ратманова в Беринговом проливе (169°02′ з. д.).

Расстояние между крайними западной и восточной точками на материке составляет 170°22′ (более 9000 км), что обусловило выделение на этом пространстве 11 часовых поясов – со 2-го по 12-й (последний – в пределах Берингова пролива и акваторий Чукотского и Берингова морей, в то время как Чукотский полуостров отнесен к 11-му часовому поясу). На территории России действует декретное время – поясное время плюс 1 час. С 1981 года в нашей стране, как и в ряде других стран, было введено еще и летнее время. В последнее воскресенье марта стрелки часов переводились на час вперед по сравнению с декретным временем. Отменялось летнее время в последнее воскресенье октября переводом стрелок на час назад. Постановлением Правительства РФ от 31 августа 2011 года на территории России было установлено 9 часовых зон (по международной нумерации – с 3-го по 12-й часовые пояса включительно, за исключением 5-го) с одинаковым временем в пределах зоны и отменен переход на зимнее время. Границы часовых зон проходили по границам субъектов Российской Федерации, каждый субъект входил в одну зону, за исключением Якутии (три зоны) и Сахалинской области (две зоны). Время часовых зон отсчитывалось от московского времени (МСК, или МСК в русском варианте). Московское время равно Всемирному координационному времени (UTC) + 4 часа.

26 октября 2014 года страна вновь перешла на зимнее время и фактически вернулась к исчислению времени, существовавшему до 1981 года. В этот день жители большинства регионов России перевели стрелки часов на час назад. Такие изменения принес Федеральный закон от 21.07.2014 № 248-ФЗ «О внесении изменений в Федеральный закон “Об исчислении времени”». В соответствии с этим законом количество часовых поясов вновь было увеличено до 11 с учетом максимального приближения к часовым поясам Всемирного координированного времени. В частности, к 3-му поясу (московское время плюс 1 час) отнесены Самарская область и Удмуртия. К 11-й зоне (московское время плюс 9 часов) отнесены Камчатский край и Чукотский автономный округ. В Крыму установлено московское время. Переход на летнее время отменен.

Россия располагается в двух частях света – в Европе (примерно 25 % территории) и в Азии (75 % территории). Границу между Европой и Азией в пределах России условно проводят по восточному склону Урала и по рекам Кума и Маныч до устья Дона. Примерно 65 % территории страны занимают равнины, 35 % – горы. Большая часть равнин наклонена к северу, в сторону Северного Ледовитого океана, куда несут свои воды крупнейшие реки России – Енисей, Лена, Обь, Северная Двина, Печора, Колыма и др. Самая высокая точка на территории России – одна из вершин горы Эльбрус (5642 м над уровнем моря), самая низкая – уровень Каспийского моря (– 25 м от уровня Мирового океана).

Государственная граница России тянется почти на 61 тыс. км. Из них морских границ – около 39 тыс. км. Морские границы проходят в 12 морских милях (22,2 км) от берега. Выделяются они и вокруг островов, расположенных за пределами 12-мильной зоны. Северная и восточная границы – морские, западная и южная – в основном сухопутные. Самая протяженная сухопутная граница у России с Казахстаном – 7598 км (включая участки, проходящие по рекам и озерам).

Россия омывается двенадцатью морями трех океанов – Атлантического, Тихого, Северного Ледовитого – и Каспийским морем-озером, ныне не имеющим связи с Мировым океаном.

Примерно 20 % территории России находится за Полярным кругом. Большая ее часть располагается между 50° и 70° с. ш., в субарктическом и умеренном климатических поясах, где господствует западный перенос воздушных масс. Огромный широтный диапазон территории России определяет значительные различия в радиационном балансе ее северных и южных частей и, как следствие, в увлажнении. Широтное изменение соотношения тепла и влаги в условиях обширных равнин, открытых на север, обеспечило условия для обособления природных зон, а изменение увлажнения с запада на восток определило их секторную дифференциацию. В горных областях выражена высотная поясность.

Морфоструктурная неоднородность территории России, отражающая сложную, длительную историю ее геологического развития, и многообразие морфоскульптуры, результирующее смену физико-географических условий и экзогенных рельефообразующих процессов во времени и пространстве, обусловили формирование в ее пределах множества разномасштабных природных комплексов – от физико-географических стран до фаций.

ГЛАВА 2

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ. ПРЕДПОСЫЛКИ ПОЯВЛЕНИЯ И РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННЫХ КОНЦЕПЦИЙ ФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ

Современные представления о природе России формировались трудами многих поколений специалистов разного профиля, в том числе и географов. Специальному систематическому изучению природных условий территории нашей страны, которое можно отнести к периоду формирования централизованного Русского государства, предшествовал этап накопления соответствующих эмпирических знаний, полученных в процессе наблюдения за природными явлениями в той или иной местности, а также в результате военных походов и торговли.

Разнообразные сведения о природных особенностях Киевской Руси и Московской Руси содержатся в русских летописях. Обычно в них отмечались различные метеорологические явления – ливни, засухи, ураганы, снежные и бесснежные зимы, а также связанные с ними наводнения или, напротив, почти полное прекращение речного стока. В летописях можно найти сведения об особенностях растительного покрова и животного мира той или иной территории, о характере ее рельефа, о гидрологических объектах – реках, озерах, болотах. Все эти сведения и сейчас представляют теоретический и практический интерес, в том числе для палеогеографических реконструкций и оценки антропогенной трансформации природных комплексов, существующих на данной территории ныне.

Очевидно, что необходимыми (и достаточными) сведениями о природных особенностях собственных и сопредельных уделов обладали князья и их воеводы, которым приходилось собирать дань с подданных и планировать свои военные походы. Столь же необходимыми были соответствующие сведения для торговых людей, передвигавшихся со своими товарами в X–XV веках по всей Русской равнине и выезжавших за ее пределы. Развитие Новгорода как крупнейшего торгово-ремесленного центра в XII веке обусловило освоение новгородцами огромной территории от Балтийского моря на западе до Северного Урала. На своих ладьях – ушкуях – новгородцы плавали по Белому морю и впадающим в него рекам, проникали вдоль побережья Баренцева моря до Югорского Шара. Все это способствовало увеличению объема знаний о природных условиях северной части Русской равнины.

К середине XIV века относятся первые походы русских воевод и промышленников в Зауралье. В последней четверти XV века русские проникли на Иртыш, а на рубеже XV–XVI веков – в низовья Оби. В титуле Великого князя Московского Василия Ивановича значатся земли, расположенные по нижнему течению Оби и на Конде.

С объединением русских земель вокруг Москвы развернулись работы по составлению «чертежей» отдельных территорий. Московские землемеры начали такие работы с западных пограничных областей. В 1523 году была создана карта Московии, воспроизводившая представления русских о своем государстве.

При Иване Грозном, в процессе становления централизованного государства, шла активная экспансия русских на юг – в сторону «Дикого Поля» и на восток – в Зауралье. Все это требовало инвентаризации земель, и вновь приобретаемых, и тех, которые ранее принадлежали Московской Руси. В 1552–1600 годах была проведена съемка приречных участков бассейнов Оки, Камы, Северной Двины, Печоры, Волги, а также части зауральских степей. На основе этих и других материалов между 1595 и 1600 годами был составлен «Чертеж всему Московскому государству», содержащий обширную информацию о реках, озерах, дорогах и населенных пунктах, а также о примечательных урочищах – болотах, пещерах, порогах, лесах и т.п.

После военного похода Ермака за Урал в 1581–1582 годах «промышленные люди», привлеченные дешевой пушниной, моржовой костью и необозримыми свободными землями, стремительно двинулись на восток и северо-восток Сибири.

К концу XVI века русские подчинили себе территории в бассейнах Нижнего Иртыша и Нижней Оби. В 1593 году на левом берегу реки Сосьва был построен Березовский острог, в том же году город Обдорск (ныне Салехард). К 1600 году русские землепроходцы (служилые казаки и «промышленные люди») проникли в «обетованную землю» для всех промышленников – Мангазею, располагавшуюся в бассейнах рек Пур и Таз. В 1607 году они вышли на Енисей в районе Турханска, откуда в 1621–1622 годах по Нижней Тунгуске проникли в бассейн Лены. В это же время осваивалась территория в бассейне нижнего течения реки Ангары. В 1632 году енисейский сотник Петр Бекетов поставил Якутский острог, который затем стал отправным пунктом для русских поисковых экспедиций на север, а позднее и на юг, в бассейн Амура. Уже около 1633–1635 годов И.И. Ребров достиг реки Яны, а в 1639 году И.Ю. Москвитин вышел к Охотскому морю. В 1642 году отряд М.В. Стадухина достиг реки Алазеи. В 1643 году на Средней Колыме было основано первое русское зимовье, а в 1644 году заложен город Нижнеколымск. В 1643–1646 годах В.Д. Поярков и Е.П. Хабаров побывали на Амуре и совершили плавание по Охотскому морю. В 1648 году С.И. Дежнёв и Ф.А. Попов обогнули с северо-востока Евразию через мыс, который ныне носит имя Дежнёва, и достигли Тихого океана.

С учетом сведений, полученных землепроходцами, сибирский воевода Петр Годунов в 1667 году составил первую сводную карту всей Сибири.

Централизация государственного управления, экономический подъем и политическая активность в период правления Петра I требовали дальнейшего расширения географических работ. Петровская эпоха явилась временем становления географической науки в России, временем организации географических исследований территории Русской империи от Балтийского моря на западе до Тихого океана на востоке. В 1698 году закончились работы по составлению «Чертежа всей Сибири», а в 1701 году – «Чертежной книги Сибири» С.У. Ремезова – первого отечественного географического атласа, включавшего 23 карты. В 1703–1704 годах увидел свет атлас реки Дон. В период с 1703 по 1720 годы велись инструментальные съемки побережий Финского залива Балтийского моря, изучались Каспийское море и его берега. В 1697–1699 годах В.В. Атласов сделал описание Камчатки. А в 1711–1713 годах

Д.Я. Анциферов и И.П. Козыревский посетили и описали ряд островов в Курильской гряде. В 1716 году для изучения «всех царств естества Сибири» из Данцига по приглашению Петра I прибыл в Россию Д.Г. Мессершмидт. Его путешествие в Сибирь продолжалось с 1720 по 1727 годы. В низовьях Енисея он обнаружил залежи графита и каменного угля, описал рудники, озера Забайкалья, а также впервые описал такое явление, как многолетняя мерзлота.

В 1724 году была создана Российская академия наук. В качестве одной из задач, ставившихся перед ней, было географическое изучение страны, в том числе составление карт и текстовых описаний к ним. По инициативе Петра I, но уже после его смерти была организована «Первая Камчатская экспедиция» (1725–1729 годы) под руководством Витуса Беринга и Алексея Чирикова. Эта экспедиция открыла залив Креста, бухту Провидения, а также обнаружила пролив, соединяющий Тихий и Северный Ледовитый океаны, через который Семен Дежнёв проплыл восьмьюдесятью годами ранее. Последовавшей за ней «Второй Камчатской экспедицией» 1733–1743 годов (Великая северная экспедиция) велись исследования природы Камчатки, были открыты Командорские острова, описано северо-западное побережье Северной Америки.

Великая северная экспедиция, которую возглавляли В. Беринг и А.И. Чириков, состояла из нескольких отрядов, в том числе «Академического отряда», в задачу которого входило обследование внутренних районов Сибири. Нескольким отрядам предстояло обследовать и закартировать северные берега от Архангельска до Камчатки. Состав экспедиции достигал 570 человек. В число участников экспедиции входили академик И.Г. Гмелин и студенты Российской академии наук, впоследствии академики, А.Д. Красильников и С.П. Крашенинников. Участник экспедиции С.И. Челюскин в 1742 году достиг крайней северной точки Евразии – мыса, названного впоследствии его именем. Вошли в историю и оставили свои имена на карте и другие участники экспедиции – В.В. Прончищев, Д.Я. и Х.П. Лаптевы, С.Г. Малыгин, Д.Л. Овцин, Ф.А. Минин.

В 1745 году был издан атлас Российской империи, составленный Географическим департаментом Академии наук, обобщивший практически весь накопленный к тому времени фактический материал. На протяжении ряда лет Географический департамент Академии наук возглавлял М.В. Ломоносов, который не только занимался организацией картографических работ и сбором материалов для географического описания России, но и сам внес весомый вклад в развитие географической науки в России. В своей работе «О слоях земных» М.В. Ломоносов обосновал основной принцип формирования рельефа – взаимодействие эндогенных и экзогенных сил. При этом он исходил из взаимосвязи природных явлений. М.В. Ломоносову принадлежит и идея освоения Северного морского пути. По его инициативе в 1765–1766 годах была организована полярная экспедиция, возглавлявшаяся В.Я. Чичаговым. При его поддержке вышли в свет первые региональные географические работы С.П. Крашенинникова «Описание земли Камчатки» и П.И. Рычкова «Топография Оренбургская».

Еще при жизни Петра I в России начались работы по устройству искусственных водных путей на северных реках Европейской части России. В 1766 году был составлен атлас Волги, в 1773 году издана Российская гидрография, содержащая

сведения о реках и озерах страны. В 1776–1781 годах было произведено генеральное межевание Европейской России.

Целую эпоху в истории российской географической науки составили так называемые академические экспедиции 1768–1774 годов, перед которыми ставилась цель всестороннего комплексного описания отдельных регионов, в том числе их природных условий, населения, хозяйства. Участие в академических экспедициях принимали выдающиеся ученые-естествоиспытатели с разносторонней научной подготовкой: И.И. Лепехин, П.С. Паллас, С.Г. Гмелин, В.Ф. Зуев, Н.П. Соколов. Маршруты экспедиций охватили Европейскую часть России, Урал, Кавказ, Западную и Восточную Сибирь. В опубликованных материалах этих экспедиций содержатся сведения по геологическому строению, полезным ископаемым, рельефу, климату, растительности и животному миру, населению, хозяйству.

В первой половине XIX века продолжилось изучение наименее исследованных северных, восточных и юго-восточных окраин страны. Изучением Новой Земли и Прикаспийской низменности занимался академик К.М. Бэр. В Сибири проводил исследования А.Ф. Миддендорф, который впервые выполнил специальные работы по изучению многолетней мерзлоты. В 1849 году Г.И. Невельской прошел Татарский пролив и установил, что Сахалин является островом. На Северном Урале и в Прибалтике проводил свои работы Л.И. Шренк, на Северо-Востоке России – Ф.П. Врангель, на Алтае – Г.Е. Щуровский и П.А. Чихачев (в его честь назван один из хребтов этой горной области).

Большую роль в систематизации географических знаний о России сыграли военно-статистические описания, выполненные офицерами Генерального штаба в период с 1836 по 1868 годы.

В 1845 году в Петербурге было создано Русское географическое общество. Его учредителями были известные ученые, мореплаватели и общественные деятели того времени: Ф.Н. Литке – адмирал, географ, президент Академии наук; Ф.П. Врангель – адмирал, полярный исследователь, управляющий Морским министерством; К.И. Арсеньев – академик, географ, историк, статистик; К.М. Бэр – академик; В.И. Даль – член-корреспондент Академии наук, составитель «Толкового словаря живого великорусского языка»; Г.П. Гельмерсен – генерал-лейтенант, военный топограф, академик; П.И. Кёппен – академик; П.И. Рикорд – адмирал, путешественник; И.Ф. Крузенштерн – адмирал, руководитель первого российского кругосветного плавания и др. Вскоре появились филиалы общества: Сибирский в Иркутске, Кавказский в Тифлисе и др.

Русское географическое общество основной своей целью ставило получение и распространение в России географических знаний. Оно организовало ряд экспедиций комплексного характера: П.П. Семенова (впоследствии Тянь-Шанского) на Тянь-Шань; Н.А. Северцева, И.В. Мушкетова, А.П. Федченко, А.Н. Краснова в Центральную и Среднюю Азию; Н.М. Пржевальского, году Н. Потанина, М.В. Певцова в Центральную Азию. Большое значение имели и имеют работы, выполненные под руководством и при непосредственном участии П.П. Семенова-Тянь-Шанского: «Географическо-статистический словарь Российской империи», «Живописная Россия», «Россия. Полное географическое описание нашего отечества» (всего с 1889 по 1914 годы вышло 11 томов этой серии).

Поскольку университеты в то время специалистов в области физической географии не готовили, исследование и описание природных особенностей территории России вели ботаники, зоологи, геологи. Проводя комплексные исследования, они предвосхитили многие идеи физической географии и, по сути, заложили ее основы. Это такие выдающиеся ученые, как П.А. Кропоткин, И.Д. Черский, В.А. Обручев, А.П. Федченко, А.Н. Краснов, Г.И. Танфильев, А.И. Воейков и др.

Помимо Русского географического общества изучением природы России занимались и другие добровольные общества, в том числе Вольное экономическое общество, созданное в 1765 году в Петербурге. В изданиях и при поддержке этого общества публиковались труды виднейших натуралистов того времени – А.Т. Болотова, П.И. Рычкова, Г.И. Танфильева, В.В. Докучаева.

В 1805 году при Московском университете организуется Московское общество испытателей природы. Членами этого общества были К.Ф. Рулье, П.А. Северцов, А.П. Павлов, А.П. Карпинский, В.Л. Комаров, В.Н. Сукачев. Деятельность Общества продолжается и поныне.

После крестьянской реформы 1861 года в связи с быстрым развитием капитализма в России активизировалось и изучение природных условий страны. Проводились как специальные (геологические, ботанические, почвенные), так и комплексные исследования. Это был период наибольшей активности и Русского географического общества, и Вольного экономического общества, и земств, включившихся в изучение природы и хозяйства своих регионов.

В 80-е годы XIX века под руководством А.А. Тилло начались работы по составлению гипсометрической карты европейской части России. Карта А.А. Тилло выявила многие неверные представления о рельефе Русской равнины. На этой карте, например, появилась Среднерусская возвышенность, которую ранее включали в так называемую Алаунскую возвышенность.

И.Д. Черский в 1877–1881 годах изучал геологическое строение берегов Байкала. В 1866 году П.А. Кропоткин во главе экспедиции, организованной Сибирским отделением Русского географического общества, изучал природу Восточной Сибири. Его наиболее значимым вкладом в географическую науку является теория покровных оледенений.

На 80–90-е годы XIX века приходится расцвет творческой деятельности В.В. Докучаева. Он был разносторонним ученым, обладавшим глубокими познаниями в геологии, геоморфологии, почвоведении. Для его работ был характерен комплексный физико-географический подход. Свои работы он проводил в основном в лесостепной и степной зонах Русской равнины. Эти районы в XIX веке были основными поставщиками зерна. Однако продуктивность земель здесь была невысокой и даже снижалась, хотя именно в лесостепи и степи сформировались наиболее плодородные почвы – черноземы. Исследование причин снижения плодородия почв в частности и изучение природы лесостепи и степи в целом приобрели важное практическое значение. В 1883 году В.В. Докучаев опубликовал работу «Русский чернозем», где подошел к почве как к особому естественно-историческому телу, зависящему в своем развитии от целого ряда природных факторов. В 1892 году выходит его работа «Наши степи прежде и теперь», где приводится комплексная

характеристика степных ландшафтов. В 1889 году публикуется сборник статей В.В. Докучаева, в котором был сформулирован один из основных географических законов – закон широтной зональности. В.В. Докучаев – основатель генетического почвоведения и основоположник учения о ландшафте.

Идеи, сформулированные В.В. Докучаевым, активно развивали его последователи – А.Н. Краснов, Г.Н. Высоцкий, Г.Ф. Морозов, Г.И. Танфильев. Г.Н. Высоцкий указал на существование природных комплексов, назвав их «типами местопроизрастаний». А.Н. Краснов считал, что география должна изучать территориальные сочетания природных явлений. О том, что итогом изучения территории должно являться ее разделение на целую совокупность «ландшафтов», писал в 1913 году Г.Ф. Морозов. А Г.И. Танфильев в своей работе «Главнейшие черты растительности России» предложил схему ботанико-географического районирования страны.

До середины 80-х годов XIX века в России кадры специалистов-географов не готовились. Первая кафедра географии и этнографии была открыта в 1884 году в Московском университете, тремя годами позже – в Петербургском университете. С этого времени к изучению физической географии России подключаются университетские географы. Кафедру географии в Московском университете возглавлял Д.Н. Анучин (1843–1923), создавший школу русской университетской географии. Ученики Д.Н. Анучина, впоследствии крупные ученые-географы, А.А. Борзов, А.А. Крубер, Б.Ф. Добрынин, И.С. Щукин наиболее активно развивали геоморфологическое направление в физической географии.

В советское время продолжались работы, начатые ранее, и были осуществлены новые исследования, ставившие своей основной целью выявление природных ресурсов для их хозяйственного использования. В 20–30-е годы прошлого XX века организуются комплексные экспедиции, изучавшие природные условия, хозяйство, культуру отдаленных районов. Особое внимание было обращено на изучение Арктики и освоение Северного морского пути. В результате экспедиции С.В. Обручева и К.Н. Салищева была уточнена орографическая схема Северо-Востока России.

Работами комплексных экспедиций, организованных Советом по изучению производительных сил (СОПС), были охвачены Кольский полуостров и Карелия, территория Башкирии, Северный и Южный Урал, Якутия, Приангарье. Огромный объем работ выполнила комплексная экспедиция Академии наук СССР по полезащитному лесоразведению. В разработку теоретических вопросов физической географии в это время большой вклад внесли Л.С. Берг и А.А. Григорьев. С Л.С. Бергом связано развитие учения о ландшафтах, с А.А. Григорьевым – познание основных закономерностей дифференциации географической оболочки и физико-географических процессов, обуславливающих изменение ландшафтов.

В связи с запросами практики, а это и геологическая съемка, и поиски полезных ископаемых, и гидротехническое строительство и т.д., большое развитие получили отраслевые исследования, в частности, геоморфологические. Специалисты-геоморфологи А.А. Борзов, И.С. Щукин, И.П. Герасимов, К.К. Марков, Я.С. Эдельштейн, А.А. Асеев, Н.И. Маккавеев, О.К. Леонтьев, С.С. Воскресенский,

Ю.Г. Симонов, Д.А. Тимофеев и др. подготовили значительное количество региональных и обобщающих работ. Особенно активно геоморфологические исследования проводились в 1970–1990 годы на Северо-Востоке, на Дальнем Востоке, в Забайкалье.

Появилось новое направление в физической географии – палеогеография. В становление и развитие ее большой вклад внесли А.Н. Криштофович, В.П. Гричук, К.К. Марков, И.П. Герасимов, М.И. Нейштадт, Г.И. Лазуков, А.А. Величко. В развитие климатологии значительный вклад внесли М.И. Будыко, Б.П. Алисов, Е.Е. Федоров, С.П. Хромов, создавшие ряд работ по теоретическим вопросам климатологии и метеорологии.

Внутренним водам территории России и теоретическим вопросам гидрологии посвящены работы Д.И. Кочергина, Б.Д. Зайкова, Л.К. Давыдова, А.А. Соколова.

В связи с запросами практики возникли и получили значительное развитие гляциология и мерзлотоведение. Были выявлены новые районы оледенения и типы ледников в горах Сибири, Северо-Востока Сибири, на Камчатке, разработаны теоретические положения гляциологии (С.В. Калесник, П.А. Шумский, Н.В. Тронов, Г.К. Тушинский). Проблемы освоения областей распространения многолетней мерзлоты вызвали появление мерзлотоведения, яркими представителями которого являются М.И. Сумгин, А.И. Попов, В.А. Кудрявцев, Б.И. Втюрин, В.Н. Конищев.

Потребностями развития промышленности и сельского хозяйства было обусловлено планомерное изучение почвенного и растительного покрова территории страны. Большой вклад в развитие почвоведения в советское время внесли К.К. Гедройц, К.Д. Глинка, С.С. Неуструев, Л.И. Прасолов, В.Р. Вильямс, Б.П. Польшов, М.А. Глазовская. Геоботаническое направление в географии связано с именами В.Л. Комарова, А.А. Гросгейма, Б.А. Келлера, Е.М. Лавренко, Б.Н. Городкова, В.Н. Сукачева.

Наряду с отраслевыми развивались комплексные физико-географические исследования, сыгравшие определяющую роль в последующем развитии физической географии. Это, прежде всего, работы Л.С. Берга и А.А. Григорьева.

Л.С. Берг сложился как географ еще в царской России. Он плодотворно работал в таких областях, как ихтиология, геология, геоморфология, климатология, лимнология. Особое внимание он уделял ландшафтам, о которых впервые писал еще в 1913 году. Уже тогда он дал определение ландшафта и предложил метод выделения ландшафтов по формам рельефа. В 1931 году он издал двухтомный труд «Ландшафтно-географические зоны СССР», сопровождаемый методологическим введением, в котором дается определение ландшафта, определяется место ландшафтоведения среди географических наук, рассматриваются динамические аспекты ландшафтов, отмечается их разнопорядковость. С учетом этих положений позднее Н.А. Солнцевым, А.Г. Исаченко, Ф.Н. Мильковым и др. были разработаны принципы изучения морфологической структуры ландшафтов. Л.С. Берг стоял у истоков отечественного ландшафтоведения, имеющего свои собственные объект исследования, метод и практические результаты.

А.А. Григорьев является создателем учения о географической оболочке. В 1932 году выходит его статья с определением понятия географической оболочки

и утверждением в качестве предмета исследования физической географии. В 1934 году им обосновывается представление о физико-географическом процессе и намечаются пути его исследования через баланс вещества и энергии; в 1937 году описывается структура географической оболочки. Совместно с М.И. Будыко А.А. Григорьев разработал периодический закон географической зональности³⁰, в котором нашли отражение сложные взаимозависимости компонентов географической оболочки. В пропаганде учения о географической оболочке большую роль сыграло учебное пособие С.В. Калесника «Основы общего землеведения».

Большое значение для развития физической географии имели работы, выполненные Б.Ф. Добрыниным, Н.И. Михайловым, Г.Д. Рихтером, В.Б. Сочавой и др.

Важнейшим итогом работ советских географов является выпуск серии атласов, в которых в соответствии со сложившимися теоретическими концепциями был обобщен громадный объем фактического материала. В 1937 году был опубликован Большой советский атлас мира, в 1950–1953 годах вышел трехтомный Морской атлас, в 1954 году издается Общегеографический атлас мира, а в 1964 году – до сих пор не превзойденный по объему и качеству материала Физико-географический атлас мира (ФГАМ)³¹, один из разделов которого включает карты природы нашей страны. В 1983 году выходит в свет Географический атлас³², в 1985 году – комплексный Атлас СССР³³, который наряду с Атласом СССР и ФГАМ и сейчас составляет информационную базу для студентов-географов. В 1997 году появился Географический атлас России³⁴. В последние десятилетия издано множество региональных (краевых и областных) атласов, содержащих многообразную физико-географическую информацию. В 2002 году началось издание четырехтомного Национального атласа России – фундаментального комплексного научно-справочного картографического произведения, дающего целостное представление о природе, населении, хозяйстве, экологии, истории и культуре России, об эволюции географической оболочки, о состоянии окружающей среды на территории РФ.

Одной из важнейших задач, решавшихся в советское время, было отраслевое и комплексное физико-географическое районирование территории страны. В 1960–1980-е годы были опубликованы схемы физико-географического районирования как СССР в целом, так и отдельных крупных регионов.

Результаты изучения природы России в 60–80-е годы прошлого века были обобщены в серии вышедших в то время книг. В 60-е годы в издательстве «Мысль» вышла 12-томная серия о природе разных частей СССР. В 1963–1972 годах в издательстве АН СССР опубликована 15-томная серия «Природные условия и природные ресурсы СССР». В 1966–1972 годах в издательстве «Мысль» опубликовано 22-томное описание страны – «Советский Союз». Все эти издания дают достаточно полную характеристику природы России и бывших союзных республик.

³⁰ Григорьев А.А., Будыко М.И. О климатических факторах географической зональности // Закономерности строения и развития географической среды. М., 1956.

³¹ Физико-географический атлас мира ...

³² Географический атлас ...

³³ Атлас СССР ...

³⁴ Географический атлас России». М. : Картография, 1997.

В настоящее время изучением природы России занимаются специалисты, работающие в институтах географии АН РФ, в лабораториях ряда других институтов РАН, на географических факультетах классических университетов и педагогических вузов. Специалисты из академических институтов и ведущих вузов страны заняты в основном разработкой фундаментальных проблем физической географии. Географические кафедры университетов и педагогических вузов в большей степени ориентированы на решение прикладных задач и региональные исследования, а также осуществляют подготовку географов. Для обеспечения учебного процесса преподавателями вузов в разное время подготовлены многочисленные учебные пособия как по отраслевым дисциплинам, так и собственно по физической географии России (ранее – России и других республик, входивших в состав СССР), отражающие соответствующий уровень развития каждой из частных дисциплин и физической географии в целом³⁵.

В настоящее время на территории России уже нет неизученных районов. Описание того, что присутствует на земной поверхности и даже на морском дне, с разной степенью детальности сделано для всей территории страны. Ответы на вопросы «что?» и «где?» получены. Перед специалистами в области физической географии и ландшафтоведения, наряду с традиционными задачами – информационно-просветительской, изучения причинно-следственных связей природных явлений, изучения природных комплексов разного ранга, в том числе тенденций их развития, функционирования и динамики, – встают задачи изучения масштабов и особенностей антропогенной трансформации природных комплексов, особенностей и тенденций развития природно-антропогенных ландшафтов, определения природного потенциала и экологической емкости ландшафтов, разработки схем рационального природопользования.

³⁵ Алпатьев А.М., Архангельский А.М., Подоплелов Н.Я. Физическая география СССР ... ; Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И. Физическая география СССР ... ; Давыдова М.И., Раковская Э.М., Тушинский Г.К. Физическая география СССР ... ; Макунина А.А. Физическая география СССР ... ; Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР ... ; Раковская Э.М., Давыдова М.И. Физическая география России ... ; Раковская Э.М. Физическая география России : учеб. : в 2 ч. М. : Владос, 2003. 304 с.

ГЛАВА 3

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЛАНДШАФТОВ

3.1. МОРФОЛИТОГЕННАЯ ОСНОВА РЕГИОНАЛЬНЫХ ЛАНДШАФТОВ

3.1.1. Общий обзор рельефа

По общему характеру рельефа территорию, которую занимает Россия, можно разделить на равнинную и горную части. Равнинные области, составляющие около 65 % всей страны, располагаются в ее западной, центральной и, в меньшей мере, восточной (от Енисея до Колымы) частях. Горные сооружения локализуются преимущественно по южной, юго-восточной и восточной окраинам.

В равнинной части России колебания высот измеряются десятками, реже сотнями метров, поверхности междуречий субгоризонтальные либо пологонаклонные. Здесь выделяется несколько обширных равнин, имеющих ранг геоморфологических стран³⁶.

Большую часть европейской территории России занимает Русская, или Восточно-Европейская, равнина, имеющая среднюю высоту около 140 м. В одних местах ее поверхность опускается ниже уровня Мирового океана (до – 25 м в пределах Прикаспийской низменности), на других поднимается до 300 м и более (Валдайская возвышенность – 331 м, Бугульминско-Белебеевская возвышенность – 382 м, Тиманский кряж – 471 м).

Между Уралом и Енисеем расстилается одна из крупнейших низменных равнин мира – Западно-Сибирская равнина. Высота ее поверхности изменяется от первых метров в прибрежной части Карского моря до 285 м на юго-восточной периферии. Средняя высота поверхности – 120 м. Амплитуда высот на большей части равнины не превышает первых десятков метров. С юга равнину обрамляют Тургайское плато, цокольные и денудационные равнины и низкогорья Центрального Казахстана, горные сооружения Юга Сибири.

Пространство от Енисея до Верхоянского хребта и Джугджура занимают плато, плоскогорья и равнины Средней Сибири. Поверхность их более приподнята в западной (Приенисейской) части – в среднем до 500–700 м. Максимальная отметка 1701 м фиксируется на плато Путорана, к северу и востоку от которого отметки поверхности понижаются до 100 м и менее. Средняя высота поверхности этой обширной страны около – 280 м. Вертикальное расчленение изменяется от десятков до сотен метров. В рельефе преобладают плато–пластовые (Приленское, Оленёкское и др.), трапповые (Тунгусское и др.) и лавовые (Путорана и др.).

³⁶ Воскресенский С.С., Леонтьев О.К., Спиридонов А.И. [и др.]. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей : учеб. пособие для студентов географ. специальностей вузов. М. : Высш. шк., 1980. 343 с.

Непосредственным продолжением равнин к северу является шельф Северного Ледовитого океана. Границей подводных равнин шельфа служит бровка уступа материкового склона.

Общий равнинный облик западной и центральной частей страны нарушают отдельные относительно невысокие горные цепи и горные массивы. Среди них наиболее значительны Уральские горы, разделяющие Восточно-Европейскую и Западно-Сибирскую равнины. Горные сооружения Новой Земли (до 1590 м), а также горы Бырранга на полуострове Таймыр, горные массивы на островах Северной Земли усложняют рельеф прибрежных равнин и шельфа Северного Ледовитого океана.

Горное обрамление включает ряд самостоятельных горных систем. К югу от Восточно-Европейской равнины вдоль границы России от Черного до Каспийского моря протянулись горные сооружения Большого Кавказа, в пределах которого располагается и самая высокая отметка на территории страны – гора Эльбрус (5642 м).

Пояс гор, примыкающих с юга к Западно-Сибирской равнине и Среднесибирскому плато, протянулся от Алтая на западе до Станового нагорья на востоке. Он включает разные по масштабу горные сооружения и разделяющие их межгорные депрессии. Это средневысокогорные сооружения Алтая с плосковершинными хребтами в его среднегорной части и альпинотипным высокогорьем (гора Белуха, 4506 м); низкогорный Салаирский кряж и среднегорный Кузнецкий Алатау с Кузнецкой котловиной между ними; средневысотные горы и высокогорья Западного (до 3129 м) и Восточного Саяна (до 3491 м), разделенные Минусинской и Тувинской котловинами; горные сооружения Прибайкалья (до 2572 м) и Забайкалья (до 3072 м) с их линейно-вытянутыми хребтами и узкими линейными впадинами – Тункинской, Байкальскими, Баргузинской, Верхнеангарской и др.

Пространство между горами Забайкалья и побережьем Охотского моря занимают горные сооружения и равнины Дальнего Востока. Это низкосреднегорные Становой хребет (до 2412 м), Джугджур (до 1906 м), хребты Приамурья: Тукурингра, Соктахан, Джагды, Ям-Алинь, Буреинский (до 2167 м), Баджальский с аккумулятивно-денудационными равнинами между ними – Зейско-Удской, Амуро-Зейской и Зейско-Буреинской. Система депрессий, образующих единую полосу равнин, – Ханкайская, Средне-Амурская, Нижне-Амурская и Эворон-Чукчагирская – отделяет от гор среднего Приамурья низкосреднегорный Сихотэ-Алинь (до 2077 м) и Нижнеамурские низкогорья.

Северо-восток России занимает обширная страна гор, плоскогорий и равнин. По западной ее периферии на 1700 км тянутся цепи Верхоянских хребтов (до 2295 м). Расположенная восточнее система плоскогорий и плато (Янского, Оймяконского, Нерского и Колымского) отделяет Верхоянские хребты от нагорья Черского (гора Победа – 3147 м). Вдоль берега Охотского моря более чем на 1000 км протянулась полоса вулканических, преимущественно низкогорных массивов и коротких хребтов, к северу от которых лежат обширные невысокие плоскогорья – Юкагирское, Анюйское, Анадырское. Крайний восток занимает

невысокое (до 1843 м) Чукотское нагорье. Вдоль побережья моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря протянулись аккумулятивные равнины – Яно-Индигирская и Колымская, естественным продолжением которых являются шельфовые равнины.

К поясу дальневосточных горных сооружений примыкает окраинный Тихоокеанский пояс гор, шельфовых равнин и глубоководных котловин. В пределах последнего выделяются Курильская горноостровная дуга (высоты до 2839 м), Курильская глубоководная котловина (глубины до 3521 м), Курило-Камчатский желоб (глубины до 9717 м), низкогорья (с высотами до 1609 м) и равнины Сахалина с окаймляющими его шельфовыми равнинами, а также горы Камчатки (с высотами до 4750 м) и шельфовые равнины, окаймляющие полуостров, Корякское нагорье (с высотами до 2562 м) с примыкающими шельфовыми равнинами, Пенжинско-Анадырские равнины с осложняющими их низкогорными хребтами.

3.1.2. Основные особенности геологического строения и развития территории и их отражение в современном рельефе

В геологическом строении территории России участвуют тектонические структуры и горные породы, сформировавшиеся в архее, протерозое, палеозое, мезозое и кайнозое. Распространение их в пределах страны отражает сложную историю геологического развития территории, включающую многократную смену тектонических и физико-географических условий.

Основными структурными элементами земной коры в пределах России, как и на материках в целом, являются платформы и складчатые области, выделяемые по времени последних интенсивных тектонических движений геосинклинального типа перед их вступлением в этап платформенного развития. По этому признаку выделяются: эпипротерозойские, или «древние», платформы; области позднепротерозойской и палеозойской складчатости и эпипалеозойские, или «молодые», платформы; области мезозойской складчатости; области кайнозойской складчатости и современные геосинклинали. Платформам в современном рельефе соответствуют равнины, складчатым областям – горные сооружения.

Основные структурные элементы складчатых областей – антиклинории и синклинории, иногда группирующиеся в антиклинальные и синклинальные зоны. Крупные складчатые сооружения антиклинального типа, осложненные относительно более молодыми антиклинальными и синклинальными структурами, образуют мегантиклинории, синклинального типа – мегасинклинории. Примером мегантиклинория может служить Большой Кавказ, мегасинклинория – полоса Закавказья между Большим и Малым Кавказом.

В пределах складчатых областей того или иного возраста встречаются более древние складчатые и платформенные массивы, не переработанные последующей складчатостью. Это так называемые «срединные массивы», которые благодаря своей жесткости облекались последующими складчатыми структурами (например, Колымский срединный массив в области мезозоид Северо-Востока Сибири).

Главные структурные элементы платформ представлены щитами и плитами. Плиты осложнены относительно более мелкими структурами – авлакогенами, антеклизмами, синеклизмами, перикратонными прогибами.

В осадочном чехле в пределах антеклиз и синеклиз выделяются структуры более низкого порядка – валы и флексуры, формирующиеся над крупными тектоническими швами в фундаменте.

На тектонических картах, в том числе размещенных в атласах³⁷, на территории России выделяются следующие геотектонические области:

1. Области допозднепротерозойской складчатости, представленные Восточно-Европейской и Сибирской платформами (с эпипротерозойскими плитами в их пределах).

2. Области позднепротерозойской байкальской складчатости, в пределах которых ныне располагаются горные сооружения Прибайкалья, Восточного Саяна, Туруханское поднятие, Енисейский кряж, Тиманский кряж, а также эпибайкальские плиты.

3. Области палеозойской складчатости – каледонской (Западный Саян, Восточная часть Алтая) и герцинской (Урал, Новая Земля, часть Алтая, часть полуострова Таймыр, юго-восточная часть Забайкалья и часть Приамурья) и эпипалеозойские плиты – Западносибирская и Скифская, фундаментом которых служат складчатые структуры байкальского, каледонского и герцинского возраста.

4. Области мезозойской складчатости, занимающие Северо-Восток Сибири, часть Таймыра, часть Восточного Забайкалья и Дальнего Востока.

5. Области кайнозойской складчатости, к которым приурочены Большой Кавказ, Сахалин, прибрежная часть Сихотэ-Алиня, Камчатка, Курильские и Командорские острова, Корякское нагорье.

Области допозднепротерозойской складчатости. Древние платформы

В пределах России находятся две древние платформы – Восточно-Европейская (частично) и Сибирская (полностью). Консолидация складчатых структур здесь завершилась в раннем протерозое. Начиная с венда и в течение всего фанерозоя на древнем фундаменте формировался чехол осадочных пород. Фундамент платформы состоит из сложно дислоцированных, как правило, глубоко метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород, пронизанных интрузиями. Для фундамента характерны глыбовая тектоника, обширные сводовые поднятия и прогибы. Поверхность его неровная. Относительная глубина поверхности фундамента Сибирской платформы достигает 10 км (запад плато Путорана) и более, а Восточно-Европейской платформы – 23 км (Прикаспий).

Осадочный чехол отделяется от фундамента крупным стратиграфическим перерывом. Сложен чехол специфическими породами платформенного типа –

³⁷ Географический атлас ... ; Атлас СССР ...

органогенными известняками, красноцветами, терригенными и хемогенными осадками. Породы чехла, как правило, не метаморфизованы. Магматические образования играют подчиненную роль (как, например, базальты Сибирской платформы). Залегание пород горизонтальное и субгоризонтальное, местами отмечается прерывистая, преимущественно конседиментационная, складчатость. Мощность осадочного чехла – от 0 м в местах выхода на дневную поверхность кристаллического фундамента до 10 км и более в областях его погружения.

Осадочный чехол скрывает неровности фундамента. Спокойное залегание осадочных пород и сравнительно небольшие колебания высот их кровли в целом определяют равнинный характер поверхности платформы.

Однако поверхность платформ – не идеальная равнина. Сформированная на Восточно-Европейской платформе Восточно-Европейская равнина – это сочетание низменностей и возвышенностей. Поверхность Сибирской платформы еще более контрастна – с низменностями и возвышенностями здесь соседствует плато с высотами до 1000 м и более.

Соответствуют ли неровности фундамента неровностям поверхности платформенных равнин? А если соответствуют, то в каких условиях? Нашли ли отражение в современном рельефе поверхности неоднократная смена направленности тектонических движений (их знак) и перестройка структурного плана платформ? Влияет ли на особенности рельефа состав пород, выходящих на поверхность?

Чтобы ответить на эти вопросы, рассмотрим особенности структурного плана и истории формирования платформ, с одной стороны, и особенности строения рельефа их поверхности, с другой.

Восточно-Европейская платформа. Основные ее структурные элементы – Балтийский и Украинский щиты, Воронежская, Волго-Уральская и Белорусская антеклизы, Балтийская, Московская, Мезенская, Печорская и Прикаспийская синеклизы, Пачелмский, Припятско-Донецкий авлакогены, Предуральский прогиб. Как развивались эти геоструктуры и какое выражение получили в рельефе?

Древняя Восточно-Европейская платформа в современных границах сложилась уже в раннем протерозое. На северо-востоке она была ограничена Тимано-Уральской геосинклиной, на юге – Крымско-Кавказской. Обширные устойчивые области завершённой складчатости перемежались с высокоподвижными структурами, для которых были характерны активная тектоно-магматическая деятельность и проявление процессов регионального метаморфизма³⁸.

В рифее на платформе господствовали цокольные денудационные возвышенности на месте раннепротерозойских складчато-глыбовых гор, формировались авлакогены (в том числе Пачелмский) и прогибы (Мезенский, Среднерусский). С юго-запада на северо-восток в соответствии с ориентировкой прогибов простиралась аккумулятивная низменность, сложенная пестроцветными терригенными образованиями, к северу – Балтийская возвышенность, к югу – Сарматская и Волго-Камская, отделенные друг от друга Рязанско-Саратовским прогибом.

³⁸ Красильников И.Н., Паланджян С.А. Геологическое строение России и сопредельных территорий. учеб. пособие к курсу «Физическая география России». М.: Науч. мир, 2005. 135 с. ; Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики : учеб. 2-е изд., испр. и доп. М. : КДУ, 2005.

В начале венда происходили расширение и углубление прогибов, что привело, в частности, к образованию в центре платформы обширной области опусканий. В позднем венде платформа на значительной ее части покрылась платформенным чехлом шельфовых морских осадков, не связанным с грабенами и авлакогенами. На месте Тиманской геосинклинали в результате начавшихся орогенических движений возникла суша. В раннем кембрии здесь сформировалась Тиманская складчатая гряда, которая сочленялась с байкальскими складчатыми структурами Урала. Между Тиманской и Уральской складчатыми грядами на байкальском основании заложилась Тиманско-Печорская синеклиза.

В кембрии (раннем и среднем) платформа была относительно высоко приподнята. В рельефе выделялись три возвышенности – Украинско-Воронежская, Волго-Камская и Балтийская. Между ними расстилались пластовые аккумулятивные равнины, сложенные речными, озерными и морскими осадками.

С позднего кембрия до силура активно прогибалась западная часть платформы (Брестский и Львовский прогибы, Балтийская синеклиза). Прогибание сопровождалось трансгрессией моря, проникшей и в пределы Московской синеклизы. В раннем силуре в связи с каледонскими тектоническими движениями море ушло из Московской синеклизы, но оставалось в западной части платформы.

На восточной периферии платформы в течение ордовика, силура и раннего девона развивалась Уральская геосинклиналь.

В конце силура возникла суша на месте Скандинавской геосинклинали. Море полностью покинуло платформу.

К началу девона в рельефе поверхности платформы выделялись цокольные Балтийская, Украинско-Воронежская и Волго-Камская возвышенности, разделенные пластовыми аккумулятивно-денудационными равнинами, сложенными мелководными фациями морских отложений.

Временной интервал от среднего девона до конца карбона (герцинский этап развития платформы) характеризуется общим погружением и расширением областей седиментации, преимущественно карбонатной. В южной части платформы заложился Донецкий прогиб, разделивший Украинско-Воронежское поднятие на две геоструктуры – Украинский щит и Воронежскую антеклизу, затопленную морем. Сушей оставались лишь Балтийская и Украинская цокольные возвышенности.

В поздней перми произошли орогенические движения в Уральской и Скифской геосинклиналях, образовался Донецкий складчатый кряж. Вместе с возвышением герцинских гор шло общее поднятие платформы. Морские бассейны сохранились лишь в Прикаспийской, Печорской и Московской синеклизах. В раннем и среднем триасе море почти полностью покинуло платформу. В рельефе господствовали пластово-денудационные и пластово-аккумулятивные равнины.

В юре последовала обширная трансгрессия, распространившаяся с юга на север. Море затопило даже Воронежскую антеклизу. Морские условия осадконакопления в восточной части платформы сохранялись в раннем мелу. В позднем мелу в связи с прогибанием альпийской геосинклинали морская трансгрессия охватила южную часть платформы. Впервые был затоплен Украинский щит.

В олигоцене имела место новая обширная трансгрессия на юге платформы. Вновь под водой оказались Воронежская и Украинская антеклизы. Орогенические движения в альпийской геосинклинали, проявившиеся в конце олигоцена, вызвали поднятие южного края платформы, однако в Прикаспийской синеклизе условия осадконакопления (преимущественно терригенного) сохранились. С миоцена поверхность платформы развивалась в континентальных условиях.

К началу активного проявления неотектонических движений на большей части платформы сформировалась полигенетическая денудационно-аккумулятивная поверхность выравнивания. Четко прослеживаются два уровня планации, связанные с трансгрессиями (уровни моря в разные эпохи служили базисами денудации, относительно которых происходило эрозионно-денудационное выравнивание рельефа). Фрагменты поверхностей верхнего уровня сохранились в Высоком Заволжье, на Подуральском плато, на Приволжской и Среднерусской возвышенностях на высотах 240–600 м. Поверхности нижнего уровня располагаются на тех же возвышенностях, а также в Низком Заволжье, на Окско-Донской равнине. На этих поверхностях сочетаются элементы озерно-аллювиального аккумулятивного, морского абразионно-аккумулятивного и эрозионно-денудационного генезиса.

Наличие фрагментов более древних, мезозойских, поверхностей выравнивания проблематично, так как они в значительной мере переработаны в последующее время (в качестве позднемезозойской выделяют цокольную поверхность Балтийского щита).

Общее поднятие платформы в неоген-четвертичное время, сопровождавшееся малоамплитудными дифференцированными движениями, привело к частичной перестройке структурного плана и формированию существующих ныне морфоструктур. Некоторые из них развивались унаследованно и отслеживаются в рельефе поверхности кристаллического фундамента³⁹.

А.И. Спиридонов на Восточно-Европейской равнине выделяет следующие типы морфоструктур⁴⁰:

- 1) прямые на унаследованных структурах;
- 2) прямые на наложенных структурах;
- 3) обращенные (инверсионные).

К первым относятся:

- а) возвышенности на антеклизах, щитах, сводах, поднятиях;
- б) возвышенности на относительно приподнятых крыльях синеклиз;
- в) кряжи на складчатом основании;
- г) низменности на синеклизах, впадинах, прогибах.

Приднепровская возвышенность в южной ее части приурочена к своду Украинского щита. Юго-восточная часть Среднерусской возвышенности располагается в сводовой части Воронежской антеклизы, северная, наиболее приподнятая, ее периферия является отчасти инверсионной морфоструктурой, поскольку приурочена к южному крылу Московской синеклизы. Бугульминско-

³⁹ Красильников И.Н., Паланджян С.А. Геологическое строение России ...

⁴⁰ Спиридонов А.И. Геоморфология европейской части СССР. М.: Высш. шк., 1978. 335 с

Белебеевской возвышенности соответствует Татарский свод. На относительно приподнятых западном и северо-западном крыльях Московской синеклизы расположены Смоленско-Московская и Валдайская возвышенности.

В основании Тиманского кряжа залегают полупогребенные байкальские складчатые структуры, в основании Донецкого кряжа – герцинские.

Прикаспийская низменность пространственно совпадает с Прикаспийской синеклизой. В течение всего фанерозоя здесь происходило унаследованное погружение фундамента и увеличивалась мощность осадочных пород, что является едва ли не уникальным случаем на планете. По данным геофизики, мощность осадочного чехла здесь достигает 23 км, включая спокойно залегающие слабо метаморфизованные толщи венда.

Примером прямой наложенной структуры может служить Окско-Цнинское плато на мезо-кайнозойском Окско-Цнинском валу, наложенном на Рязанско-Саратовский прогиб.

Обращенные морфоструктуры представлены возвышенностями на синеклизах (Клинско-Дмитровская и Галичская останцовые пластово-денудационные возвышенности на Московской синеклизе) и низменностями на антеклизах (Окско-Донская сниженная равнина локализуется в пределах погруженного северо-восточного крыла Воронежской антеклизы, Северо-Двинская низменность – на опущенном восточном крыле Балтийского щита).

Сибирская платформа полностью расположена в пределах России. В отличие от Восточно-Европейской, где господствуют низменности и возвышенности, в рельефе она выражена в основном возвышенностями и плато. Площадь ее – более 4 млн км².

В фундаменте платформы, консолидировавшемся уже в раннем рифее, выделяются архейские глыбы, которыми располагаются более молодые складчатые пояса. В строении чехла участвуют осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические породы.

Крупнейшими геоструктурными элементами платформы являются: Анабарский и Алданский (Алдано-Становой) щиты; Оленёкское поднятие; Тунгусская, Виллойская, Ангаро-Тасеевская синеклизы; Приверхоянский, Пясино-Хатангский, Ангаро-Виллойский и Присаянский прогибы; Уржинский, Виллойский, Иркинеевский авлакогены.

Определяющее значение для формирования современного рельефа поверхности платформы имели некоторые особенности ее развития:

- 1) неоднократная смена направленности тектонических движений и большая их амплитуда;
- 2) мощный трещинный вулканизм в перми и триасе;
- 3) тектоническая активность в юрское и меловое время;
- 4) резкая дифференциация структур на неотектоническом этапе и большая амплитуда неотектонических движений на фоне общего поднятия.

Чехол Сибирской платформы формировался с рифея до конца палеозоя на одних участках и до конца мезозоя на других. Это в основном осадки эпиплатформенных морей, береговая линия которых неоднократно меняла свои очертания.

Отложения рифея залегают на архейских кристаллических породах с угловым несогласием и обнажаются вдоль северного склона Алданского и по периферии Анабарского щитов. Залегают они в авлакогенах, формирование которых происходило в раннем рифее. На рубеже рифея – венда территория была приподнята и поверхность ее испытывала размыв. В венде – раннем кембрии платформа была затоплена мелководным шельфовым морем, на дне которого накапливались песчаные и карбонатно-глинистые отложения, в том числе мощные толщи спокойно залегающих чистых известняков раннего кембрия на юго-востоке региона.

В среднем кембрии – раннем ордовике преобладали восходящие движения, что было связано с раннекаледонскими движениями в геосинклинальных областях, окаймлявших платформу. Море регрессировало, и в этих условиях накапливались пестроцветные толщи конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей. Со среднего ордовика и до среднего девона на большей части платформы установился морской режим. Море затопило центральную и северо-западную области платформы (Тунгусскую синеклизу). На северо-востоке и востоке суши оставались Анабарское и Алданское поднятия, служившие областями сноса. В понижениях накапливались терригенные, терригенно-карбонатные, сульфатно-карбонатные формации.

В среднем – позднем девоне произошла перестройка структурного плана платформы. В связи с восходящими движениями к северу от Байкало-Патомского нагорья в среднем течении Лены образовался огромный прогиб – Вилюйская синеклиза, осложненная Вилюйским авлакогеном. В пределах Тунгусской синеклизы на фоне регрессии моря формировались терригенно-карбонатная, красноцветная, сульфатная и соленосная формации. Значительная часть платформы представляла собой область сноса.

От раннего карбона до триаса включительно выделяется этап тектонической активизации платформы, связанный с герцинским орогенезом в примыкающих складчатых областях. Большая часть поверхности платформы представляла собой приподнятую сушу – предполагаемый древний континент Ангариды. Морские условия осадконакопления существовали в Приверхоянье и в районе Таймыра. В пределах Тунгусской синеклизы, остававшейся областью седиментации, формировались мощные угленосные формации, а уже в конце перми на северо-западе проявился базальтовый магматизм. В триасе продолжалось дробление платформы, сопровождавшееся излиянием огромных масс базальтов. Основной ареной проявления магматизма была Тунгусская синеклиза. Магматические породы (трапповая формация) занимают площадь около 1,5 млн км². Их суммарный объем составляет примерно 15 % объема всего платформенного чехла.

Активные тектонические движения были характерны для платформы до конца мезозоя. В пределах Вилюйской синеклизы и Пясино-Хатангского прогиба происходило устойчивое опускание, в ходе которого накопились мощные (до 4 км) толщи терригенных угленосных пород. В условиях компенсированного опускания накапливались угленосные формации в Присаянском и Ангаро-Вилюйском прогибах. В связи с поднятием Верхоянского антиклинория заложился Приверхоянский прогиб, выполненный молассой⁴¹.

⁴¹ Красильников И.Н., Паланджян С.А. Геологическое строение России ...

Палеоген отличался стабилизацией тектонических движений, на фоне которой в условиях влажного и теплого климата шло выравнивание поверхности, формировались площадные коры выветривания каолинового типа. В палеогеновое время в северной части Анабарского поднятия образуется одна из крупнейших в мире астроблем – Попигайская, запечатлевшая катастрофическое столкновение с Землей пятикилометрового астероида.

Неотектонический этап развития платформы характеризовался дифференцированными движениями на фоне общего ее поднятия. Амплитуда движений на ряде участков превысила 1000 м, т.е. была значительно большей, чем на Восточно-Европейской платформе⁴².

Области байкальской складчатости

Структуры, обрамляющие на северо-востоке Восточно-Европейскую платформу (Тиманский кряж) и с запада, юго-запада и юго-востока Сибирскую платформу, формировались в течение позднего протерозоя – начале кембрия.

В протерозое в геосинклинальной зоне байкалид к югу от Сибирской платформы выделялись два структурно-фациальных пояса – внешний (миогеосинклинальный), обрамлявший Сибирскую платформу (в нем шло накопление преимущественно терригенных осадков), и более южный внутренний (эвгеосинклинальный), в котором происходило накопление вулканогенно-осадочных толщ. Между ними проходила шовная зона, к которой приурочены излияния лав и внедрение интрузий.

В рифее геосинклинальное развитие во внешней зоне завершилось и она превратилась в складчатую страну. Внутренний пояс замкнулся в раннем кембрии, увеличив тем самым размеры байкальской складчатой области. Рифейские отложения интенсивно дислоцированы. Во внешнем поясе байкалид преобладают линейные изоклинальные складки, во внутреннем – веерообразные структуры в виде опрокинутых складок и складчато-чешуйчатых надвигов. Основной структурный план сильно осложнен многочисленными интрузиями гранитоидов, общая площадь которых здесь составляет около 100 тыс. км².

Западная часть области байкальской складчатости, а местами и юго-западная часть Алданского щита ныне представляют собой тектонически очень активную Байкальскую рифтовую зону, сформировавшуюся в кайнозое в осевой части сводового поднятия. Собственно рифтовая зона представлена линейными впадинами, ограниченными уступами вдоль краевых сбросов, или сбрососдвигов. Три самые глубокие впадины заняты озером Байкал. К юго-западу от него расположена Тункинская впадина, разделяющая Саяны и Прибайкалье, северо-восточнее – Северо-Ангарская, Муйская, Нарская впадины. Впадины обрамлены наиболее высокими в регионе хребтами – Байкальским, Баргузин-

⁴² Красильников И.Н., Паланджян С.А. Геологическое строение России ... ; Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья. М., 1996 ; Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики ... ; Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. 1:4000000. М. : ГУГК, 1983.

ским, Северо-Муйским, Южно-Муйским, Кодарским, Удоканом и другими, представляющими собой «плечи» рифта – асимметричные полусводы. Рифтогенез наиболее активно проявился в неоген-четвертичное время и сопровождался вулканизмом (молодые вулканы и хорошо сохранившиеся шлаковые конусы известны в Тункинской впадине и на хребте Удокан) и высокой сейсмичностью (сила землетрясений тут достигает 10–11 баллов). Рифтовая зона сейчас развивается в условиях растяжения земной коры.

Области палеозойской складчатости и эпипалеозойские плиты

Палеозойские складчатые структуры чрезвычайно широко распространены на территории России. Они занимают огромные пространства Западной Сибири между древними Восточно-Европейской и Сибирской платформами. Есть они и в горах Юга Сибири, в Казахской складчатой области, в пределах Туранской и Скифской плит, на Дальнем Востоке.

В палеозойскую эру широко проявились каледонская и герцинская складчатости, в результате которых существовавшие до того геосинклинальные зоны перешли в платформенную стадию развития.

Каледонский этап охватывает кембрийский, ордовикский и силурийский периоды общей продолжительностью около 160 млн лет, герцинский, каменноугольный и пермский периоды – 110 млн лет.

На каледонском этапе происходило замыкание геосинклиналей на севере Таймыра, в юго-восточной части Западной Сибири, в Салаирско-Саянской области, на восточном и центральном Алтае, а за пределами России – в Казахской складчатой стране и в северной части Тянь-Шаня.

Герцинская складчатость проявилась в пределах Скифской плиты, Донецкого кряжа, в Уральско-Новоземельском поясе, в Западной Сибири, в западной части Алтая, в Забайкалье, в Приамурье, в восточной части Казахского мелкосопочника, в южной части Тянь-Шаня, в пределах Туранской плиты.

В результате каледонской и герцинской складчатостей и последующего (в мезозое) разрушения горных сооружений на территории Содружества Независимых Государств (СНГ) сформировалась огромная Урало-Сибирская платформа, включающая Новую Землю, Урал, Западно-Сибирскую и Туранскую равнины, Центральный Казахстан, Тянь-Шань, Алтай, Западный Саян. Прогибание и накопление осадков в мезо-кайнозое привело к обособлению в ее пределах обширных Туранской и Западно-Сибирской плит. Складчатые структуры в границах Казахского мелкосопочника образовали «молодой» щит. На остальной территории палеозойские складчатые структуры в мезозое и кайнозое испытали тектоническую активизацию и явились основой возрожденных гор.

Урало-Новоземельский складчатый пояс был заложен в позднем протерозое по восточной периферии Русской платформы. Геосинклинальное развитие пояса прерывалось байкальским, каледонским и герцинским (заключительным) циклами текто- и орогенеза. Ныне палеозойские структуры Урала представляют

собой систему меридионально вытянутых антиклинориев и синклинориев. Антиклинории (Башкирский, Урал-Таусский, Восточно-Уральский) сложены протерозойскими и нижнепалеозойскими метаморфическими породами (гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами) и магматическими породами (гранитами, гранодиоритами, сиенитами и др.); синклинории – осадочными (песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками), магматическими (гранитами, эффузивами различного состава) и метаморфическими (кристаллическими сланцами) породами нижнего и среднего палеозоя.

В течение мезозоя и палеогена герцинские горные сооружения Урала были разрушены. Современные горные сооружения здесь возникли в неоген-четвертичное время, на этапе неотектонической активизации. В морфоструктурном отношении современный Урал представляет собой складчато-глыбовые и глыбовые горы. Глыбовые поднятия, выраженные в рельефе увалами, массивами и хребтами разной протяженности, в одних случаях соответствуют палеозойским антиклинальным структурам, в других это гетерогенные образования, включающие участки синклинориев (синклинальные хребты). В привершинных частях хребтов встречаются фрагменты донеогеновой поверхности выравнивания, переработанные, как правило, процессами гольцовой планации.

Алтайско-Саянская складчатая система, за исключением Восточного Саяна и Тувинского нагорья с одной стороны и Рудного Алтая с другой, имеет каледонский возраст. Сложена она в основном нижнепалеозойскими осадочными (известняками, песчаниками), магматическими (интрузивными и эффузивными) породами различного состава и метаморфическими породами (сланцами, мраморами). Для системы характерны линейные складчатые структуры, представленные чередующимися антиклинориями и синклинориями. В ядрах антиклинориев вскрываются докембрийские породы и структуры. Складчатые структуры осложнены рядом грабен-синклинальных палеозойских впадин – Кузнецкой, Минусинской, Тувинской.

Рудный и Южный Алтай, а также Калбинское нагорье, расположенные в пределах Восточного Казахстана, занимают зону распространения герцинид, сложенных преимущественно среднепалеозойскими песчаниками, сланцами, эффузивными и интрузивными породами (последние формировались в карбоне и перми). На Южном Алтае есть выходы докембрийских кристаллических сланцев.

К концу палеогена на большей части Алтайско-Саянской складчатой системы сформировался пенеплен. Неотектоническая активизация вызвала формирование сводовых поднятий, разбитых системой глубинных разломов на ряд глыб, испытывавших разноамплитудные движения. Преобладает горсто-грабеновая структура. Ориентировка горстовых хребтов часто не совпадает с простираем палеозойских структур, а сами хребты включают участки палеозойских антиклинориев и синклинориев. В пределах приподнятых блоков, в интервале высот от 800 до 2500 м, распространены фрагменты мел-палеогеновой поверхности выравнивания, наиболее ярко представленные на восточном Алтае.

К западу от герцинид Алтая и Калбинского нагорья располагается Казахская складчатая система, принадлежащая «молодому» щиту. Его восточная часть в основном представлена герцинскими складчатыми структурами, западная –

каледонскими. После герцинского тектогенеза территория этой складчатой области перешла в стадию платформенного развития. В мелу и палеогене здесь сформировалась поверхность выравнивания. Активизация тектонических движений в неоген-четвертичное время обусловила здесь слабое поднятие сводового типа, осложненное системой глыбовых структур и «клавишной» блоковой тектоникой.

Огромная плоская Западно-Сибирская равнина, уходящая на севере под урез Карского моря, представляет собой поверхность эпипалеозойской Западно-Сибирской плиты, которая на западе ограничена складчато-глыбовыми структурами Урала, а на востоке – долиной Енисея. Южная ее граница определяется выходами палеозойских складчатых комплексов Центрального Казахстана и Алтае-Саянской горной страны.

В строении Западно-Сибирской плиты выделяются три структурных этажа – нижний, промежуточный и платформенный. Первые два по отношению к платформенному чехлу обычно рассматриваются как фундамент.

Нижний этаж фундамента представлен интенсивно дислоцированными и глубоко метаморфизованными породами докембрия и палеозоя, прорванными интрузиями разного состава. В пределах этого этажа по времени консолидации выделяются структуры байкальского, каледонского и герцинского возраста, разделенные зонами глубинных разломов.

Байкальские складчатые структуры прослеживаются полосой, вытянутой в меридиональном направлении в полосе от реки Енисей на востоке и до низовьев реки Иртыш и Надым на западе. Каледонские структуры залегают в южной части плиты (от каледонид Северного Казахстана до Тюмени) и в юго-восточной.

Полоса герцинид шириной до 300 км протянулась вдоль западного края плато от Тургайского прогиба до Ямала на севере. Эти структуры соответствуют погруженной под осадочный чехол восточной части Уральской складчатой системы. Отслеживается еще один пояс герцинид, протянувшийся от герцинских структур Рудного Алтая до Карского моря.

Промежуточный структурный этаж развит повсеместно. Он приурочен к авлакогенам и прогибам фундамента. Слагающие его породы имеют различные возрасты. На байкалидах возраст пород, образующих этот этаж, – от ранне- до позднепалеозойского, на каледонидах – от позднего девона до конца триаса, на герцинидах это триасовые образования. Толщи, слагающие промежуточный этаж, смяты в пологие складки и слабо метаморфизованы, представлены как терригенно-карбонатными породами, так и вулканогенно-осадочными толщами. Триасовые отложения, приуроченные главным образом к блокам герцинид, выполняют обычно авлакогены, в том числе огромный Колторгойско-Уренгойский авлакоген, протянувшийся по меридиану реки Пур более чем на 1800 км.

Кровля (поверхность) фундамента имеет форму лотка, глубина которого увеличивается от краев к центральной части плиты и к северу. В зоне наибольшего погружения на широте Тазовской губы поверхность фундамента залегает на глубину 7000 м и более. Севернее она постепенно поднимается. К югу от зоны максимальных погружений в широтном направлении вдоль полосы разломов в кровле фундамента прослеживается ступень. Глубина залегания поверхности фундамента в ее пределах – от 3 до 4 км.

Осадочный чехол плиты к настоящему времени хорошо изучен по данным бурения десятков тысяч скважин. Характерная особенность слагающих его осадков – почти исключительно терригенный состав и чередование в разрезе толщ преимущественно алеврито-песчаных (проницаемых для воды, нефти, газа) с толщами алеврито-глинистыми (водо-, нефте-, газонепроницаемыми). Формировались эти толщи начиная с ранней юры до настоящего времени.

Мощность чехла изменяется от первых десятков метров у краев плиты до 4–4,5 км в ее центральной части и до 7,5 км в низовьях реки Пур, на юге Гыданского полуострова. Общий объем осадочных пород чехла оценивается в 8 млн км³ ⁴³.

В северной и центральной частях плиты развиты морские, в том числе глубоководные, фации. По направлению к югу, юго-западу и юго-востоку они сменяются прибрежно-морскими, а затем и континентальными, преимущественно озерными, фациями.

Последняя морская трансгрессия, охватившая всю Западно-Сибирскую равнину, имела место в эоцене. В олигоцене в результате поднятий на юге море отступило на север и территория вступила в континентальный этап развития. В неогене шло накопление озерно-аллювиальных отложений. В четвертичное время север равнины пережил две трансгрессии и три оледенения ⁴⁴.

Вернемся в эпоху, предшествовавшую неотектонической активизации. В конце палеогена ушедшее с плиты море оставило после себя почти идеально выровненную поверхность первично морской равнины. В чем причина выровненности, в целом характерной для этого региона и в настоящее время? Очевидно, что в условиях высокой подвижности и резко выраженной дифференциации блоков фундамента ее выравнивание могло осуществляться лишь на фоне общего унаследованного прогибания фундамента и компенсации прогибания накоплением осадков.

В неоген-четвертичное время малоамплитудные неотектонические движения сформировали основные неровности рельефа равнины: одни из них – унаследованные по отношению к структурам фундамента или чехла, другие – инверсионные. Унаследованные морфоструктуры, по данным С.И. Архипова и В.В. Вдовина, располагаются вдоль окраин плиты, исключая северную периферию ⁴⁵. Это Северо-Сосьвинская возвышенность (в пределах одноименного вала), Туринская возвышенность на Туринском своде, Тургайский прогиб, Тобольская наклонная равнина на Тобольском валу. К прогибам фундамента приурочены Кондинская и Барабинская низменности.

На месте же таких крупных поднятий фундамента, как Сургутское, Нижневартовское, Александровское, располагаются преимущественно низменности. Обратное по отношению к прогибу фундамента положение занимает и субширотное вытянутое Васюганское плато (возвышенность). В зоне прогиба фундамента расположено Чулымо-Енисейское плато.

⁴³ Милановский Е.Е. Геология России ; Жучкова В.К., Раковская Э.М. Методы комплексных физико-географических исследований ...

⁴⁴ Архипов С.А., Вдовин В.В. [и др.]. Западно-Сибирская равнина. М. : Наука, 1970 ; Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.М. Геокриологические условия Западно-Сибирской равнины. М. : Наука, 1967. 215 с. ; Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. М. : Высш. шк., 1989. 319 с. ; Нейштадт М.И. Палеогеография природных зон европейской территории СССР в послеледниковое время // Изв. АН СССР. Сер. Географ., 1953. № 1.

⁴⁵ Архипов С.А., Вдовин В.В. [и др.]. Западно-Сибирская равнина ...

Особое положение в рельефе равнины занимают Сибирские Увалы, простирающиеся в широтном направлении от Оби на западе до Енисея на востоке. Увалы пространственно соответствуют субширотной ступени фундамента.

Таким образом, для Западно-Сибирской плиты характерны:

1) большая унаследованность структур фундамента в периферийных частях плиты;

2) наложенность на меридиональные структуры фундамента плиты широтных морфоструктур в южной и центральной ее частях (Васюганское плато, Сибирские Увалы);

3) значительно меньшая дифференцированность кайнозойских морфоструктур по сравнению со структурами фундамента.

Еще одна эпигерцинская плита – Скифская – протягивается узкой, 80–100 км, полосой между Восточно-Европейской платформой на севере и альпийскими горными сооружениями (Горный Крым, Большой Кавказ) на юге. Как и Западно-Сибирская, Скифская плита имеет трехъярусное строение: складчатый фундамент, промежуточный этаж и платформенный чехол.

Фундамент плиты герцинский. Консолидация его на разных участках плиты происходила со среднего карбона до поздней перми. Основные структуры фундамента (на российской территории): кряж Карпинского, Терско-Маньчский прогиб, Ставропольское поднятие, Северо-Черноморский прогиб. Наиболее древними в составе фундамента являются сланцы кембрия (в Предкавказье), наиболее молодыми – морские нижнепермские отложения.

Поверхность фундамента начиная от южного края платформы ступенчато погружается к югу по системе глубинных разломов субширотного простираения. Близ южного края плиты в Предкавказском прогибе глубина его залегания достигает 12 км. По поперечным разломам отдельные блоки значительно приподняты, в том числе Ставропольский свод.

Промежуточный этаж развит не повсеместно. Это красноцветные континентальные отложения пермо-триаса, выполняющие узкие грабены (кряж Карпинского). Присутствуют эффузивы.

Платформенный чехол в Предкавказье начал формироваться в позднем триасе, севернее – в ранней и поздней юре. В Предкавказье отложения верхнего триаса – нижней юры составляют терригенно-вулканогенные породы, средней юры – толща песчаников, алевролитов и аргиллитов с углистыми прослоями. На Ставропольском своде эти толщи отсутствуют и разрез платформенных отложений начинается с верхней юры, характерной для всей плиты. По составу это терригенные, реже карбонатные и соленосные отложения мощностью до 1,5 км. Также повсеместно распространены морские меловые карбонатно-терригенные отложения. В позднем мелу накапливались толщи пясчого мела.

Палеогеновые толщи песчано-глинистые. Выше по разрезу они сменяются миоцен-нижнеплиоценовыми толщами мелководных морских отложений. Верхняя, плиоцен-четвертичная, часть разреза – песчано-глинистые отложения морского и озерно-аллювиального генезиса.

Области мезозойской складчатости

Мезозоиды слагают внешнюю, примыкающую к более древним континентальным структурам, часть Тихоокеанского пояса и включают складчатые сооружения Северо-Востока Сибири (Верхоянско-Чукотскую складчатую область) и Дальнего Востока (Сихотэ-Алиньскую складчатую область).

Верхоянско-Чукотская складчатая область развивалась с палеозоя. В ее пределах существовали две крупные зоны прогибаний – Яно-Колымская и Анюйско-Чукотская, обрамлявшие Омолонно-Колымский срединный массив. В триасе в этих зонах продолжались опускания, начавшиеся еще в карбоне, вследствие которых сформировалась мощная, до 15 км, серия терригенных песчано-глинистых осадков при весьма слабом проявлении вулканизма. Тектонические движения в прогибах в юре и мелу вызвали дробление Колымского срединного массива, сопровождавшееся внедрением интрузий и интенсивным вулканизмом. Завершение геосинклинального режима развития относится к поздней юре, когда в Верхоянско-Чукотской геосинклинальной области начались интенсивные складчатые деформации и поднятия и на месте замкнувшихся геосинклинальных прогибов возникли складчатые горные сооружения, а вдоль их границы с Сибирской платформой – Предверхоянский краевой прогиб. Орогенез продолжался и в раннем мелу, сопровождаясь внедрением интрузий гранитоидов, что, в свою очередь, обусловило метаморфизацию вмещающих пород. Характерная особенность раннемелового этапа текто- и орогенеза – интенсивный вулканизм по юго-восточной периферии Верхоянско-Чукотской складчатой области. Активный вулканизм имел здесь место и в позднем мелу, что в конечном счете привело к образованию обширного Охотско-Чукотского вулканического пояса, протянувшегося от юга Дальнего Востока до восточной Чукотки.

В целом для мезозоид Северо-Востока Сибири характерны линейные складчатые зоны с антиклинальными и синклинальными структурами.

В палеогене мезозойские складчатые структуры здесь были денудированы. Формирование существующих ныне омоложенных горных сооружений связано с проявлением неотектонических движений в неоген-четвертичное время. При этом мезозойский структурный план во многих случаях оказался унаследованным: хребты соответствуют антиклинальным структурам, а межгорные депрессии – синклинальным, однако нередки и инверсионные морфоструктуры.

На Дальнем Востоке развитие мезозоид в общем происходило сходно с Северо-Востоком. И здесь простирание складчатых структур контролировалось наличием жестких массивов более древних структур – докембрийских и палеозойских (Ханкайский массив, Зейско-Буреинская плита, ядра осевых зон хребтов Тукурингра – Джагды, Буреинского, Сихотэ-Алиня).

В целом мезозойский этап развития земной коры в пределах нашей страны привел к значительному расширению устойчивых в тектоническом отношении областей и наращиванию материковой суши Евразии к северо-востоку.

Области кайнозойской складчатости

В кайнозой произошло дальнейшее усложнение структуры земной коры, причем за счет как завершивших свое развитие геосинклиналей, так и перестройки структурного плана в относительно более древних складчатых областях и на платформах.

В состав территорий, где проявилась кайнозойская складчатость, входят области, относящиеся к Альпийско-Гималайскому и Тихоокеанскому геосинклинальным поясам. К Альпийско-Гималайскому в пределах России относятся Горный Крым и Большой Кавказ, а в соседних странах – горные сооружения Закавказья, Копетдаг, Южный Памир, разделенные обширными впадинами, в том числе занятыми морями (Черным и южной частью Каспийского). К Тихоокеанскому поясу относятся Корякское нагорье с примыкающими к нему Анадырской и Пенжинской низменностями, а также Сахалин, Камчатка, Курильские и Командорские острова.

Современная складчатая структура и горные сооружения Большого Кавказа создавались в результате сложных тектонических преобразований, однако решающую роль в формировании нынешнего его облика сыграл альпийский тектогенез. Более древние структуры были в значительной мере переработаны и сегодня занимают сравнительно ограниченные площади. Некоторые прогибы, заложенные еще в мезозое, существовали на месте Большого Кавказа в течение палеоцена и эоцена. В олигоцене проявились интенсивная складчатость и поднятия, с которыми связано образование мегантиклинория Большого Кавказа, а также сопряженных с ним Предкавказского краевого прогиба и системы Закавказских депрессий – Рионской и Куринской, разделенных приподнятым Дзирульским срединным массивом. Мегантиклинорий Большого Кавказа состоит из ряда антиклинориев и синклинориев, вытянутых с северо-запада на юго-восток и осложненных системой продольных и поперечных разломов.

На востоке страны область кайнозойской складчатости занимает западную часть Тихоокеанского геосинклинального пояса. Это переходная зона на стыке крупнейших ареалов распространения материковой и океанической коры. Основные элементы этой зоны – котловины окраинных глубоководных морей, островные дуги, глубоководные желоба. Разные участки этой области находятся на разных стадиях своего развития ⁴⁶.

Курилы (внутренняя и внешняя гряды) с примыкающими с запада Курильской котловиной Охотского моря, а с востока Курило-Камчатским глубоководным желобом – участок современной геосинклинали. Начало вулканизма на Курильских островах относится к олигоцену.

В полосе Анадырско-Пенжинских депрессий, в пределах Корякского нагорья, на Камчатке и на Сахалине существующие ныне основные структурные элементы сформировались на более ранней стадии кайнозойского тектонического этапа. Складчатые структуры здесь сложены породами мела и палеогена.

⁴⁶ Зоненштайн Л.П., Кузьмин М.И., Потапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М. : Недра, 1990. Кн. 1 – 328 с., кн. 2 – 334 с. ; Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики ...

В ряде случаев в ядрах антиклинальных структур вскрываются допалеозойские (южная часть Срединного хребта на Камчатке) и палеозойско-мезозойские (Восточно-Сахалинский хребет) породы, слагающие массивы более древних структур.

Для области характерны прямые морфоструктуры: хребты соответствуют антиклинориям и горст-антиклинориям, прогибы – синклинориям и грабен-синклинориям.

Основные хребты Камчатки по сути своей – слившиеся островные дуги, представляющие собой геоантиклинальные поднятия, сложенные вулканогенными и осадочными породами, «насаженными» на вал базальтовой земной коры (в южной части – и на гранитный слой). Эти поднятия находят свое продолжение на Курилах в виде внутренней гряды (собственно Курильские острова) и подводного хребта Витязя. На Камчатке и Курилах есть потухшие и действующие вулканы. Для них характерна высокая сейсмичность.

Основные особенности морфоструктуры складчатых областей

Горные сооружения занимают около 35 % территории России. Из них на возрожденные и омоложенные горы, сформированные в разновозрастных складчатых областях, приходится почти 65 % общей площади горных стран. Палеозойские и мезозойские складчатые области в мел-палеогеновое время обладали сглаженным равнинным или холмистым рельефом. Активизация тектонических движений в неоген-четвертичное время, а на некоторых участках и в палеогене, привела к образованию складчато-глыбовых и глыбовых возрожденных гор Забайкалья, Прибайкалья, Саян, Алтая, Урала, Таймыра и др., глыбово-складчатых и складчатых омоложенных гор на Северо-Востоке и дальнем Востоке. Одновременно в областях кайнозойской складчатости формировались «первичные» складчатые и складчато-глыбовые горы. По внешнему облику возрожденные, омоложенные и молодые горы различаются не везде, особенно, если сравнивать высокогорья. В среднегорьях и низкогорьях в пределах древних складчатых областей местами сохраняются реликты мел-палеогеновой поверхности выравнивания, формирование которой предшествовало этапу неотектонической активизации. Обычно это разновысотные уплощенные междуречья, иногда с «пятнами» коры выветривания и палеогеновых озерно-аллювиальных отложений, как, например, на Южном Алтае и в Калбинском нагорье, где площади подобных реликтов составляют до сотен квадратных километров.

Сопоставление орографических элементов с элементами геологической структуры свидетельствует о тесной связи между рельефом и тектоникой, однако характер такой связи не везде одинаков⁴⁷.

Наиболее простым является прямое соотношение геологических структур и орографических элементов. Характерно оно в основном для областей кайнозойской складчатости. Здесь хребты соответствуют антиклиналям и горст-антиклиналям, межгорные впадины – синклиналям и грабен-синклиналям.

⁴⁷ Морфоструктура и морфоскульптура гор и общие закономерности строения рельефа СССР. М. : Наука, 1986 ; Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики ...

Характерные примеры тому – Корякское нагорье, Камчатка и Сахалин. Прямая связь складчатых структур и рельефа, хотя и в меньшей мере, прослеживается в пределах Большого Кавказа, где встречаются также инверсионные морфоструктуры (синклинальные плато Дагестана и др.).

Более сложным характером соотношения геологических структур с рельефом отличаются области мезозойской складчатости. Длительная история развития их рельефа, включавшая эпохи денудации и перестройки тектонического режима на этапе омоложения горных сооружений, обусловила не только неполное соответствие хребтов и впадин зонам антиклинальных и синклинальных структур, но и появление инверсионных структур, в частности, синклинальных хребтов и массивов.

Еще сложнее соотношение современного рельефа и морфоструктуры областей палеозойской складчатости, что связано с неоднократным возрождением гор и последующей препарировкой складчатых и складчато-глыбовых структур. Возрождение гор каждый раз, в том числе в неоген-четвертичное время, сопровождалось созданием совершенно нового морфоструктурного плана территории. На Урале, например, некоторые элементы складчатой структуры не находят отражения в рельефе, широкое развитие получили моноклиналильные хребты и инверсионные морфоструктуры (синклинальные хребты).

В областях байкальской складчатости многие элементы современной морфоструктуры секут древние складчатые структуры. Хребты Байкальской горной страны – гетерогенные образования, включающие части различных древних структур. Наряду с районами, в пределах которых сохранились реликты древнего пенеплена, в этом регионе есть горные сооружения, где таких реликтов нет (большая часть Станового нагорья), а рельеф имеет альпинотипный облик.

В целом степень выраженности в рельефе структурных особенностей складчатых областей находится в прямой зависимости от их возраста.

Большое значение для развития горного рельефа имеют разломы, обуславливающие глыбовую тектонику гор Юга Сибири. Большинство разломов здесь выражены весьма протяженными (на многие десятки километров) тектоническими уступами относительной высотой от десятков до сотен метров (местами до 1,5 км). Весьма характерны такие уступы для Юго-Западного и Северного Алтая, Западного Саяна, Станового нагорья.

Тектонические движения, создающие горные сооружения, продолжаются и в современную эпоху. Скорости поднятий в горных областях достигают 10–20 мм/год. Длительно развивающиеся при этом напряжения в земной коре приводят к нарушению сплошности горных массивов – образованию разрывов и, как следствие, к землетрясениям. Наиболее сильные землетрясения происходят в Курило-Камчатской области, в Прибайкалье и на Кавказе. Сейсмически активными являются также палеозойские и мезозойские складчатые области.

Еще одним проявлением современного орогенеза является вулканизм, характерный для Курило-Камчатской области.

3.1.3. Морфоскульптура и условия ее формирования

К морфоскульптуре относятся формы и комплексы форм рельефа, в образовании которых ведущая роль принадлежит экзогенным процессам – флювиальным, гляциальным, криогенным, эоловым и др. Отдельные формы рельефа, созданные экзогенными процессами, относительно невелики по размерам и осложняют поверхность более крупных неровностей – морфоструктур. В то же время площади однотипной морфоскульптуры часто столь обширны, что превышают площади отдельных достаточно крупных морфоструктур – возвышенностей, низменностей, горных хребтов. Так, области с древней ледниковой, флювиальной и эоловой морфоскульптурой на Восточно-Европейской равнине, располагаясь зонально, перекрывают многочисленные низменности и возвышенности.

Морфоскульптура, как правило, моложе морфоструктур, на которых она сформировалась. Морфоструктура в основном формировалась в неоген-четвертичное время, а морфоскульптура в ее современном виде сложилась в позднем плейстоцене и голоцене. В размещении основных генетических типов морфоскульптуры на территории России прослеживается определенная зональность, отражающая природную зональность современной и предшествующих эпох. На севере вдоль побережья арктических морей тянется зона криогенной морфоскульптуры. Практически повсеместно она распространена в Средней Сибири и на Северо-Востоке России. На севере Русской и Западно-Сибирской равнин, на Северо-Сибирской низменности и примыкающих к ней плато Средней Сибири выделяются обширные площади с древнеледниковым рельефом. Южнее располагается самая обширная зона преобладания флювиальной морфоскульптуры. В пределах Прикаспийской низменности широкое развитие имеет эоловая морфоскульптура. Древняя и современная гляциальная и флювиальная морфоскульптуры характерны и для горных областей, где они образуют соответствующие высотные пояса.

Морфоскульптурные зоны на равнинах и пояса в горах выделяются по преобладающему типу рельефа. При этом их границы часто не совпадают с границами современных ландшафтных зон с характерными для них экзогенными процессами. Это обусловлено тем, что существующая ныне морфоскульптура возникла не на современном этапе, а в предшествующие эпохи, характеризовавшиеся иным расположением природных зон, и формировалась другими, соответствовавшими тем условиям, процессами. И, поскольку формы рельефа в составе любых геокомплексов (наряду с субстратом) – наиболее устойчивые элементы, реликтовая морфоскульптура продолжает существовать и в современных ландшафтах. При этом зачастую, как, например, в области валдайского оледенения, реликтовые ледниковые формы определяют не только облик, но и ландшафтную основу этой территории в целом. В современную эпоху рельеф в зоне древнеледниковой морфоскульптуры развивается в основном под действием флювиальных процессов.

Современная криогенная морфоскульптура

Современная криогенная морфоскульптура распространена на всей территории криолитозоны, занимающей примерно 10 млн км² (59 % площади России). Характерно, что криогенная морфоскульптура наложена на формы рельефа (морфоскульптуру) иного генезиса – ледниковую, флювиальную, эоловую, в силу чего развитие соответствующих форм рельефа идет иначе, чем в условиях мягкого климата.

Криогенная морфоскульптура преобладает в арктическом и субарктическом поясах на островах арктических морей, на севере Западно-Сибирской низменности и Средней Сибири, на низменностях Северо-Востока, а также в горных областях в пределах соответствующих высотных поясов.

На сниженных избыточно увлажненных равнинах, имеющих чехол рыхлых отложений, криогенный рельеф в основном представлен полигональными и термокарстовыми формами. Полигональные образования многообразны: это и полигонально-сетчатые формы, и слитно-полигональные по жильным льдам, и др. К наиболее пониженным и увлажненным участкам приурочены полигонально-валиковые образования и бугры пучения. Разнообразны термокарстовые формы, связанные с частичным или полным вытаяванием сегрегационного, повторно-жильного или пластового льда. Размеры термокарстовых форм изменяются от микрозападин в местах пересечения трещин до обширных озерных котловин и аласов – округлых понижений диаметром до первых километров с четко выраженными бортами.

На участках поднятий – возвышенностях, плато, в горах – характер криогенной морфоскульптуры меняется. На склонах крутизной от 2 до 35°, несущих сплошной чехол щебнисто-суглинистого материала, развиваются процессы солифлюкции – вязкопластичного течения грунта при его оттаивании, сопровождающиеся оплыванием и образованием натечных террас. На привершинных поверхностях и склонах, сложенных магматическими или плотными осадочными породами, в процессе криогенного выветривания формируются щебнистые и щебнисто-глыбовые покровы – курумы. Округлые и уплощенные вершины сопков, массивов и хребтов с прерывистым чехлом щебнисто-глыбового материала, поднимающиеся выше уровня верхней границы леса, получили название гольцов.

На склонах гольцов широко распространены нагорные (гольцовые) террасы, возникающие в процессе морозного выветривания и солифлюционного смещения его продуктов. Шлейфы щебнисто-глыбового материала, накапливающиеся у подножий склонов, приводят к образованию в днищах распадков и падей каменных рек шириной в десятки метров и протяженностью до первых километров.

На территории страны в пределах криолитозоны выделяются три основные мерзлотно-климатические подзоны: северная (арктическая и субарктическая) с температурой мерзлых пород от минус 3 до минус 10 °С, длинной зимой и коротким летом; средняя (бореальная) с температурой мерзлых грунтов от минус 1 до минус 3 °С, холодной зимой и относительно теплым летом и южная с температурой пород от 0 до минус 2 °С, с еще более теплым летом⁴⁸. К первой области

⁴⁸ Основы геоэкологии ...

относятся арктические острова, Яно-Колымская и Яно-Индибирская низменности, Северо-Сибирская низменность, северная часть Западно-Сибирской низменности, горы Бырранга. На низменностях, сложенных тонкодисперсными морскими и озерно-аллювиальными отложениями, развиты различные виды полигонального рельефа, термокарст, бугры пучения, в том числе булгунняхи. Для горных районов характерны гольцовая планация, формирование глыбово-щебнистых шлейфов, каменных морей.

Ко второй области относятся часть Западно-Сибирской равнины к северу от Сибирских Увалов, часть Средней Сибири к северу от субширотного отрезка Нижней Тунгуски. Здесь наряду с полигональными формами рельефа широко распространены формы, связанные с процессами пучения, солифлюкции, термокарста.

Южная граница третьей мерзлотно-климатической подзоны совпадает с границей распространения многолетней (островной) мерзлоты. Криогенная морфоскульптура распространена здесь не повсеместно и связана в основном с термокарстом и таежной солифлюкцией.

Горные сооружения Юга Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока являются ареной мерзлотно-нивальных процессов. Во внутренних частях Северо-Востока и на Дальнем Востоке на склонах гор, несущих чехол рыхлых щебнисто-суглинистых образований, широкое развитие получили процессы солифлюкции. Для менее увлажненных районов, не подвергшихся оледенению в четвертичное время (Северо-Байкальское, Патомское, периферия Олёкмо-Чарского и Станового нагорий), характерна гольцовая морфоскульптура⁴⁹.

Современная область распространения криогенного рельефа является реликтом огромной криогенной зоны, которая формировалась в плейстоцене в эпохи похолодания климата практически на всей территории нашей страны. На Северо-Востоке образование многолетней мерзлоты началось уже в конце плиоцена. Во все холодные эпохи плейстоцена площадь ее распространения увеличивалась, в теплые эпохи сокращалась. Максимальное развитие подземного оледенения (мерзлоты), по данным Г.И. Лазукова, относится ко времени валдайского оледенения⁵⁰. Южная граница криолитозоны на Восточно-Европейской равнине проходила на широте 47–50° – по северному Причерноморью, через Ставропольскую возвышенность, Прикаспийскую низменность, восточнее она протягивалась вдоль северного побережья Аральского моря до озера Балхаш и далее до Алтая.

Возможно, часть покровных суглинков на ледниковых и водно-ледниковых отложениях Восточно-Европейской равнины, а также делювиально-солифлюкционные «плащи» на склонах и шлейфы у их подножий в основе своей принадлежат криогенной морфоскульптуре.

Четкие следы криогенной морфоскульптуры (полигональный рельеф, термокарстовые западины, криотурбации в толще склоновых отложений позднего плейстоцена) обнаружены и на Окско-Донской равнине.

Реликтовая криогенная морфоскульптура оказала определенное влияние на ход последующих рельефообразующих процессов и формирование существующих

⁴⁹ Морфоструктура и морфоскульптура гор ...

⁵⁰ Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР ...

ющих ныне морфологических комплексов рельефа. Так, термокарстовые западины в Мещёре стали котловинами многочисленных озер, а при их заполнении органоминеральными осадками – массивами болот. Понижения между блоками древнего полигонального рельефа, приуроченные к пологонаклонным придолинным участкам междуречий, во многих случаях оказались унаследованными оврагами.

Древнеледниковая морфоскульптура

Ледниковые формы рельефа на территории России занимают около 29 % всей ее площади: 18 % приходится на морфологические комплексы, связанные с древними материковыми оледенениями, 11 % – на комплексы с древними и современным горными оледенениями. Морфологическая их выраженность различна. На равнинах ледниковая морфоскульптура, как правило, лучше выражена в области последнего (позднеплейстоценового) оледенения: валдайского на Восточно-Европейской равнине, зырянского в Сибири. К югу от границы позднеплейстоценового оледенения морфологическая выраженность более древних ледниковых форм становится хуже, само наличие оледенения часто устанавливается здесь лишь по присутствию в той или иной мере перемытых ледниковых отложений. В области днепровского оледенения, в том числе на Среднерусской возвышенности и Окско-Донской равнине, маломощная (2–10 м) толща морены плащеобразно залегает на междуречьях.

Суммарным результатом плейстоценовых оледенений северной части Восточно-Европейской равнины является формирование линзовидно-чешуйчатой толщи ледниковых и водно-ледниковых отложений, заполнивших доледниковые понижения рельефа и перекрывших (частично или полностью) междуречья. При этом неровности поверхности ледниковой аккумуляции оледенений, предшествовавших последнему, как правило, в современном рельефе выражения не получают. Более существенное влияние на характер позднеплейстоценовой поверхности ледниковой аккумуляции оказали крупные неровности доледниковой поверхности равнины. Даже относительно невысокие положительные морфоструктуры, например, Северные Увалы (местами), Балтийская гряда, служили ядрами аккумуляции ледниковых отложений суммарной мощностью до 100 м и более. Так возникли ледниково-аккумулятивные возвышенности, осложненные мезоформами ледниковой аккумуляции (холмами, грядами).

В областях древнего материкового оледенения устанавливается определенная зональность ледникового рельефа, отражающая специфику проявления деятельности ледника в зонах его питания, транзита и абляции. Отчетливо выражены следующие зоны – преобладающей ледниковой денудации, преобладающей ледниковой аккумуляции и перигляциальная. В пределах восточноевропейского ледникового покрова зоной преобладающей ледниковой денудации была территория Балтийского щита (в России это Кольский полуостров и территория Карелии). Денудационные формы здесь представлены сельгами (преимущественно скалистыми грядами) и параллельно им вытянутыми западинами, занятыми озерами или слаборазвитыми эрозионными речными долинами.

Сам ледник не создавал этих форм, а лишь подверг обработке существовавшие ранее неровности, формирование которых было тектонически и структурно обусловлено. Более мелкие денудационные формы с ледниковой обработкой (штриховкой) представлены «бараньими лбами», скопление которых образует рельеф «курчавых скал». Есть здесь и аккумулятивные формы типа конечных морен (гряда Салпаусселькя), а также озы, протянувшиеся на десятки километров при ширине от 20 до 30 м и относительной высоте в десятки метров. Озы сложены косослоистыми песками и представляют собой наносы внутриледниковых и подледниковых потоков.

Зона преобладающей ледниковой аккумуляции в рельефе выражена в границах валдайского и, в меньшей мере, московского ледниковых покровов. Так, к западу от Москвы хорошо выражен холмисто-грядово-западинный рельеф основной морены, прослеживается ряд конечно-моренных гряд, встречаются камы – округловершинные холмы относительной высотой до первых десятков метров и крутизной склонов до 30° и более. В области валдайского оледенения особенно широко распространен холмисто-западинный моренный рельеф, представляющий собой сочетание многочисленных холмов неправильных очертаний и разделяющих их западин. Обычны конечно-моренные валы, фиксирующие стадии стабильного положения края ледника в период его постепенного таяния. В окрестностях Петербурга есть друмлины – вытянутые до 15 км асимметричные холмы высотой до 30 м и шириной до 2 км. Друмлины, нередко скрывающие под моренным чехлом ядро коренных пород, вытянуты по направлению движения ледниковых языков.

Перигляциальная зона располагалась вне пределов распространения ледниковых покровов (в том числе на площади распространения более древних оледенений). Комплекс форм рельефа этой зоны, связанный с ледником, представлен зандровыми равнинами, долинными зандрами, ложбинами стока талых ледниковых вод, озерно-ледниковыми равнинами на месте приледниковых озер. Здесь же располагаются материковые дюны на зандрах и микроформы, связанные с криогенными процессами, – бугры пучения, термокарстовые западины и т.д. Долинные зандры формировались по мере концентрации стока вод, оттекающих от края ледника в ложбинах или в доледниковых долинах. В современном рельефе это верхние террасы в речных долинах. Они широко распространены на Окско-Донской равнине в долинах рек Прони, Рановы, Пары, Цны, Мокши. Обычны в перигляциальной зоне и ложбины стока талых ледниковых вод, представляющие собой мелкие (первые метры) плоскодонные углубления шириной от нескольких десятков метров до 2 км и более, протяженностью в десятки километров, в пределах которых вскрываются толщи водно-ледниковых галечников, песков, реже илов.

Большое влияние на распределение и сохранность ледниковой морфоскульптуры оказывало общее усиление континентальности с северо-запада на юго-восток. Даже в пределах восточноевропейской древнеледниковой области заметно, что по восточной ее периферии выраженность краевых образований хуже, чем к западу. Здесь почти нет холмисто-грядовых комплексов, что, вероятно, связано с сокращением мощности и активности ледников к востоку.

В Средней Сибири из-за высокой континентальности климата не возникало столь обширного и мощного ледникового щита, как Скандинавский. Следы древнего покровного оледенения фиксируются в горах Бырранга, на плато Путорана и на Анабарском плоскогорье. По имеющимся представлениям, ледниковые покровы здесь отличались малой мощностью и активностью, и, как следствие, покровное оледенение не оставило сколько-нибудь значительных следов в рельефе, о чем свидетельствует прерывистое распространение на междуречьях маломощной опесчаненной зырянской морены⁵¹.

Более значительной в этих районах была роль горно-долинного оледенения, результатом которого (или которых) стали многочисленные цирки, кары, боковые и конечные морены в долинах. Особенно заметным горно-долинное оледенение было в западной части плато Путорана, откуда ледники выдвигались даже в пределы Западно-Сибирской равнины, используя сквозные трог в пределах горного правобережья низовий Енисея.

На самой Западно-Сибирской равнине оледенение имело особый характер. Из-за тенденции равнины к опусканию в плейстоцене оледенения по ее западной и северо-восточной периферии (самаровское и зырянское) совпадали с морскими трансгрессиями, что обусловило накопление на части территории ледниково-морских отложений, в том числе связанных с таянием айсбергов на мелководье. Типичный холмисто-западинный и грядовый рельеф характерен лишь для окраин равнины, примыкавших к Уральскому и Путоранскому центрам оледенений.

В пределах горного пояса также остались многочисленные следы древних оледенений. Наиболее широко оледенения в горах развивались в связи с понижением снеговой границы на фоне общего похолодания и/или увлажнения климата в определенные эпохи плейстоцена. Типичная ледниково-нивальная морфоскульптура, обычно именуемая альпинотипной, представлена островерхими пиками и гребнями, склонами, изъеденными карами, и огромными сложными цирками в верховьях троговых долин. Широко распространена такая морфоскульптура в пределах Большого Кавказа, на Приполярном и Полярном Урале, где есть и современное оледенение, на Южном и Центральном Алтае, в Саянах, на Баргузинском хребте, в Становом нагорье, на Сунтар-Хаяте, в нагорье Черского, на Камчатке, на Корякском нагорье, а также в некоторых районах Приамурья (хребтах Баджальском, Буреинском, Дуссэ-Алинь и др.). В возрожденных складчато-глыбовых горах, для которых характерны плоские вершины, в плейстоцене развивалось оледенение покровного типа (плато Укок на Алтае, Окинское плоскогорье на Восточном Саяне и т.д.). Такие ледники выполняли консервирующую роль по отношению к погребенному ими рельефу. При их таянии формировался холмисто-грядовый рельеф донной морены, аналогичный рельефу областей покровного оледенения равнин.

О количестве оледенений в горах судить трудно, поскольку в отличие от равнин кроме климатического фактора здесь не меньшую, а вероятно, даже большую роль играет тектонический фактор, определяющий суммарную величину поднятия за тот или иной промежуток времени и режим тектонических движений.

⁵¹ Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР ...

Флювиальная морфоскульптура

Из всех типов морфоскульптуры наиболее широкое распространение на территории нашей страны имеет флювиальная, созданная деятельностью постоянных и временных водотоков. Из-за универсальности эрозионных процессов она формируется и формировалась ранее во всех ландшафтных зонах умеренного и субарктического поясов, хотя вследствие неодинакового увлажнения, гидрологических особенностей, различий в морфоструктурных планах и режимах неотектонических движений, разных свойств субстрата, наличия или отсутствия мерзлоты проявляется как зональная, так и региональная ее специфика.

Флювиальные образования разномасштабны. Наименьшие из них – промоины и эрозионные рытвины длиной до нескольких десятков метров и глубиной от нескольких сантиметров до десятков сантиметров. Далее следуют овраги, длина которых в разных условиях составляет от первых десятков метров до первых километров, а глубина – от первых метров до 40–50 м и более. При этом иногда возникают целые овражные системы. Еще большими размерами отличаются плоскодонные балки, длина которых на Среднерусской возвышенности часто достигает 5 и даже 10 км, ширина меняется от первых десятков до сотен метров, а глубина – от 2–5 до 100 м. При этом балки часто образуют разветвленные балочные системы. Наконец, наиболее масштабными образованиями, созданными постоянными водотоками, являются речные долины. Протяженность их составляет от нескольких километров до нескольких тысяч километров, ширина – от первых десятков метров до десятков километров (у Волги, Амура, Оби, Енисея, Лены), глубина – от десятков метров на равнинах до сотен метров и первых километров в горах. Флювиальными образованиями являются и обширные аллювиальные равнины, формировавшиеся при боковой миграции рек и наращивании мощности аллювиальных отложений в областях, испытывавших погружение (участки Западно-Сибирской, Зейско-Буреинской, Окско-Донской ранин и др.).

Рисунок эрозионной сети в целом и речной сети в особенности определяется морфоструктурными условиями. Так, в областях кайнозойской складчатости (Камчатка, Сахалин, в меньшей степени Большой Кавказ) долины вытянуты вдоль по грабен-синклиналям. В областях мезозойской складчатости наряду с участками, для которых характерно соответствие долин отрицательным морфоструктурам, отмечаются и участки с их явным несоответствием (долины рек Индигирки и Колымы на участке пересечения ими нагорья Черского). Области палеозойской складчатости еще больше отличаются наличием орографических аномалий. Так, Южный Урал с его главным хребтом Уралтау не является водоразделом бассейнов Карского и Каспийского морей. Река Урал берет свое начало в равнинном Зауралье и далее на широтном участке прорезает систему субмеридиональных хребтов Южного Урала. Подобные аномалии характерны и для главного водораздела между бассейнами Северного Ледовитого и Тихого океанов в области Станового хребта. Здесь водораздел часто проходит отнюдь не по самым высоким хребтам и кряжам. Такие явления связаны с тем, что речная сеть в этих областях оказывается более древней, чем сформировавшиеся в неоген-четвертичное время горные сооружения.

Реки, используя тектонически ослабленные зоны, успели прорезать вздымавшиеся морфоструктуры.

В пределах платформенных равнин есть участки, отличающиеся полной согласованностью речной сети с морфоструктурой, но есть и участки с различными несоответствиями, связанными с перестройками речной сети вследствие дифференцированных тектонических движений, трансгрессий и регрессий эпиконтинентальных морей, материковых оледенений. Перестройки речной сети обычно характерны для верхних ее звеньев. Крупные долины, приуроченные к системам региональных разломов, фиксируемые прогибами, флексурными перегибами и т.д., в большинстве своем заложившиеся еще в неогене (а некоторые и ранее), оказываются весьма устойчивыми образованиями. Из-за смены знака тектонических движений они то выполняются толщей аллювиальных, озерных, иногда морских отложений и при этом за счет миграции русла расширяются, то вновь углубляются; при этом относительно слабо меняется их плановое положение и сохраняется направление стока (долины Волги, Дона и др.). Так, коренное днище древней долины Волги, заполненной плиоценовыми осадками, вскрывается буровыми скважинами слева от современного русла на глубинах от 100 до 300–500 м. Древние погребенные врезы известны в контурах долин Северной Двины, Печоры, Оби, Енисея, Лены. Переуглубление долин было связано с общим поднятием суши в конце неогена. Переуглубление Волги связывается с понижением уровня Каспийского моря в среднем плиоцене примерно на 500 м.

В плейстоцене в долинах рек платформенных равнин формировались надпойменные террасы. На Восточно-Европейской равнине их три–четыре при относительной высоте самой высокой из них 30–50 м. В Средней Сибири, где величина поднятия за то же время была значительно большей, насчитывают до 12 террас относительной высотой до 150 м⁵².

В горных областях, испытавших еще большее поднятие, террасы локализируются в средне- и низкогорьях. Как правило, их от одной до четырех, редко больше, а относительная высота их обычно не превышает 200–300 м. Более высокие террасы почти не сохранились из-за высокой активности склоновых процессов. В глубоких долинах-ущельях, расчленяющих высокогорья, надпойменных террас обычно нет, поскольку углубление долин в энергично растущих горах идет непрерывно.

Склоны речных долин – эрозионно-денудационные образования. Первопричина их появления – врезание рек либо подрезание ими междуречий при боковом смещении. Возникающие при этом уступы разной высоты и крутизны становятся ареной проявления выветривания и склоновых процессов: обвальных, оползневых, массового смещения рыхлого материала по типу дефлюкции, солифлюкционных и др. Если подножия склонов остаются в сфере деятельности водотоков, то они могут подрезаться, а их крутизна при этом будет увеличиваться. Если склоны вышли из-под непосредственного воздействия водотоков и опираются на террасы, то дальнейшее их развитие происходит исключи-

⁵² Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. М., 1968. 368 с. ; Морфоструктура и морфоскульптура равнин СССР и дна окружающих его морей. М. : Наука, 1986.

тельно за счет тех или иных склоновых процессов, при этом склоны постепенно выколаживаются: у их подножий формируются коллювиальные, делювиальные либо солифлюкционные шлейфы, бровки стесываются. Если в речных долинах равнин доля склонов относительно собственно флювиальных форм – пойм, террас – невелика, то в долинах временных водотоков – в балках и особенно в оврагах – они преобладают по площади. Овражно-балочное звено, таким образом, представляет собой эрозионно-денудационную морфоскульптуру. То же самое можно сказать и о долинах постоянных и временных водотоков в горных областях, где площадь склонов долин значительно преобладает над площадью собственно флювиальных образований.

Развитие эрозионной сети на равнинах оказывает большое влияние на формирование рельефа междуречных пространств, причем чем интенсивнее (гуще и глубже) эрозионное расчленение территории, тем такое влияние заметнее. Так, например, на Среднерусской возвышенности, отличающейся более глубоким и густым эрозионным расчленением, междуречья имеют форму пологих увалов, а на менее расчлененной Окско-Донской равнине междуречья плоские и плосковолнистые. Как следствие, в первом случае отмечаются активный плоскостной смыв и сильно смытые почвы, а также широкое развитие оврагов, во втором случае смыв существенно меньше, овраги редки.

Наибольшей, до $1,2 \text{ км/км}^2$ и более, густотой, отличается эрозионная сеть лесостепной и степной зон, для которых характерно недостаточное и неравномерное увлажнение. В пределах названных зон более глубоко и густо расчленены возвышенности. В ряду эрозионных форм преобладают балки, на долю которых приходится до 75 % всей протяженности эрозионной сети. Многие балки являются весьма древними образованиями, унаследованно развивающимися с позднего неогена. Широким распространением здесь пользуются овраги, составляющие в среднем около 5 % от суммарной протяженности эрозионных форм. В отличие от долин и балок современные овраги – явление в значительной мере антропогенное. Особенно активно они формировались в течение последних 100 лет.

Поскольку в теплые эпохи плейстоцена и в голоцене флювиальные процессы развивались на всей территории России, в том числе в области древнего материкового оледенения и в зоне распространения многолетней мерзлоты, постепенно сформировались морфоскульптурные комплексы, сочетающие в себе элементы морфоскульптуры различного типа, что во многом предопределило разнообразие ландшафтов в пределах современных природных зон.

Прочие типы морфоскульптуры

Наряду с рассмотренными выше типами морфоскульптуры, имеющей зональный характер, на территории страны в пределах основных типов существуют формы и комплексы форм рельефа, образование которых в меньшей степени связано с древней и современной климатической зональностью, а больше зависит от особенностей субстрата. Это карст, суффозионные западины, эоловые ак-

кумулятивные и денудационные формы. Наконец, это азональные антропогенные формы и комплексы форм рельефа, созданные в процессе хозяйственной деятельности человека.

Современные и древние карстовые формы достаточно широко распространены на территории России. Приурочены они к участкам, сложенным на поверхности легкорастворимыми, преимущественно карбонатными, породами – мергелями, мелом, известняками, реже гипсами и солями. Карст есть на Северном Кавказе, в Предуралье, в Средней Сибири, на Дальнем Востоке, на Русской равнине, в том числе в пределах Рязанской области (на Окско-Цнинском плато, в верховьях рек Рановы и Прони). Карст представлен самыми разнообразными формами: воронками, понорами, колодцами, котловинами, суходолами, карровыми полями, нишами, пещерами, шахтами. Наиболее типичные карстовые образования – воронки – имеют диаметр от первых метров до сотен метров, и глубину от 1–2 до 30–50 м и более. Иногда воронки встречаются группами или, будучи приуроченными к зоне тектонического нарушения, вытягиваются в цепочки. На Окско-Цнинском плато многочисленные воронки диаметром 5–30 м и глубиной до 6 м группируются в его северо-западной части.

Котловины образуются в результате слияния воронок и обычно имеют вытянутую форму. Протяженность их может достигать 1–2 км и более, а глубина – десятков метров, как, например, на Северном Кавказе и в Горном Крыму.

В районах развития карста резко ослаблен или даже полностью отсутствует поверхностный сток, так как атмосферные осадки и талые снеговые воды поглощаются воронками, пещерами и т.д. Достаточно обычное явление – суходола, когда на отдельных участках русла реки вода уходит в один из поноров в днище и на некотором расстоянии, иногда через несколько километров, вновь появляется в русле. На сухом участке долины сток осуществляется периодически, обычно в период снеготаяния. Подобные долины есть на левобережье Дона в его верховьях.

Распространение карста на площадях, сложенных растворимыми породами, вполне закономерно. Карстовые формы тяготеют к локальным поднятиям, а в их пределах – к зонам тектонических нарушений. Возраст карста различен. В ряде случаев, как например, на севере Среднерусской возвышенности, начало его формирования относится к позднему палеозою. В юре и мелу карстовые формы перекрывались толщей морских осадков и переходили в ископаемое состояние. В неоген-четвертичное время по мере поднятия этой территории и сноса мезозойских отложений древние карстовые формы частично были экспонированы и продолжили свое развитие.

Для районов, сложенных лёссами, лёссовидными карбонатными и засоленными суглинками, наиболее характерна суффозия. В отличие от процессов карстообразования, вынос растворенного материала из толщи суглинков здесь сочетается с механическим выносом глинистых и алевроитовых частиц. Суффозия в толщах лёссовидных суглинков и засоленных илов ведет к образованию просадочных западин – так называемых «блюдец» – диаметром от первых десятков метров до сотен метров и глубиной от 0,5 до 2,0 м. Такие «блюдца» – обычный элемент плоских междуречий на Окско-Донской равнине. В придо-

линных частях междуречий в толще лёссовидных суглинков часто образуются глубокие подземные ходы и провалы. Нередко такие образования фиксируются в верховьях оврагов по правому борту долины Оки.

С определенными свойствами субстрата, а именно – с подвижностью частиц мелкозема в ветровых потоках, связано образование эоловых форм рельефа, причем не только в аридных областях, но и в зонах с избыточным увлажнением, в том числе в области распространения многолетней мерзлоты. Такими свойствами обладают пески, особенно мелкозернистые и пылеватые. По генезису это могут быть и морские отложения, в том числе и на берегах арктических морей, и флювиогляциальные отложения областей древнего материкового оледенения, и аллювиальные отложения разного возраста.

Развеваемые и подвижные пески во внеаридных областях имеют локальное распространение. Однако общая их площадь в том или ином регионе может быть достаточно большой. Так, например, на полуострове Ямал развеваемые пески занимают около 5 % всей территории. Весьма обычны массивы развеваемых песков на террасах и в поймах рек в лесостепной и степной зонах на Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинах. И для песчаных морских равнин Ямала, и для долин рек характерны бугристые пески с буграми высотой до 3, реже до 5 м, беспорядочно расположенными в плане. На перевеваемых песчаных прирусловых валах и отмелях обычны микрогряды.

Значительно бóльшую площадь по сравнению с современной занимают древние эоловые формы, в той или иной мере закрепленные растительностью. Они представлены песчаными буграми расплывчатых очертаний высотой до 5–8 м. Время их формирования, по-видимому, относится к холодным эпохам позднего плейстоцена, когда древесная растительность здесь отсутствовала, а мохово-травянистая была разреженной. Древние эоловые образования обычны на террасах в долинах рек Оки, Мокши, Цны, Пры. В ряде случаев они и сейчас испытывают перевевание.

В качестве особого генетического типа выделяется антропогенный рельеф. За последние 100 лет масштабы рельефообразующей деятельности человека стали соизмеримы с работой, производимой природными экзогенными рельефообразующими процессами, а местами и превосходят их. Существенно и то обстоятельство, что антропогенное вмешательство в среду уже на протяжении ряда столетий изменяет естественный ход природных рельефообразующих процессов. В результате хозяйственной деятельности человека создаются отрицательные (выработанные) и положительные (насыпные, намывные) формы рельефа. К первым относятся каналы, траншеи, выемки дорог, карьеры, котлованы и т.д., ко вторым – дорожные насыпи, отвалы, терриконы, дамбы, плотины, здания и т.д. Многие из антропогенных образований имеют значительные размеры. Так, карьеры по добыче железной руды в районе Курской магнитной аномалии достигают нескольких километров в поперечнике и сотен метров в глубину. До 100 м поднимаются плотины на горных реках. Сочетание же антропогенных форм того или иного типа создает антропогенные геоморфологические ландшафты – горнопромышленные, селитебные, ирригационные, сельскохозяйственные и др.

3.2. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОНАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ЛАНДШАФТОВ

Россия почти целиком располагается в трех климатических поясах – арктическом, субарктическом и умеренном. Участок от побережья Черного моря от Туапсе до Адлера располагается в субтропическом поясе. Региональные климатические особенности определяются радиационным балансом, особенностями циркуляции воздушных масс, рельефом подстилающей поверхности, а в определенных условиях и хозяйственной деятельностью человека.

3.2.1. Особенности радиационного и теплового режимов

Радиационный баланс земной поверхности представляет собой разность между суммарной солнечной радиацией, поглощенной земной поверхностью, и ее эффективным излучением. Суммарная солнечная радиация на территории России с севера на юг изменяется от 60 до 120 ккал/см²год (2514–5028 МДж/м²год).

Зимой наблюдается быстрое уменьшение поступления солнечной радиации к Полярному кругу (от 3 до 0 ккал/см²мес.). К северу от Полярного круга в это время устанавливается полярная ночь, которая на широте 70° длится 53 дня, на широте 80° – 125 дней.

Максимальное количество солнечной радиации поступает на поверхность в мае–июле при наибольших высотах солнца и продолжительности дня. В это время различия между величиной суммарной солнечной радиации на разных широтах незначительны, так как к северу уменьшение высоты солнца в значительной мере компенсируется увеличивающейся продолжительностью дня (за Полярным кругом продолжительность полярного дня на широте 80° достигает 140 суток). Месячная величина солнечной радиации в июне на Северном Кавказе составляет 17 ккал/см², на Новой Земле и на Таймыре – 15 ккал/см².

Одним из факторов, определяющих приход солнечной радиации, является прозрачность атмосферы. Летом на севере страны в связи с низким влагосодержанием и малой запыленностью воздуха отмечается наибольшая прозрачность (до 0,8), а на юге европейской части России (ЕЧР) из-за увеличения влагосодержания и запыленности она уменьшается до 0,7. С уменьшением прозрачности атмосферы растет доля рассеянной радиации.

Существенную роль в распределении суммарной радиации играет облачность. Она уменьшает приход и изменяет соотношение прямой и рассеянной радиации. Из-за облачности на северо-западе ЕЧР и особенно на Дальнем Востоке летом поступает лишь около 50 % теоретически возможной солнечной радиации. Восточно-Европейская равнина за год получает 60–70 % радиации от возможной при ясном небе, Забайкалье – до 85 %.

Во все сезоны к югу от Полярного круга суммарная солнечная радиация увеличивается с запада на восток, от Белоруссии до Енисея на 10–15 %, так как в этом направлении снижается облачность. На Дальнем Востоке из-за облачности летом она на 20–30 % ниже, чем в Средней Сибири и в Забайкалье.

Доля прямой радиации увеличивается от 35–45 % на севере до 55 % на юге страны. Летом на Восточно-Европейской равнине ее доля на западе 55 %, а на юго-востоке – 65 %, на Дальнем Востоке – 45–55 %.

Поступающая к поверхности Земли солнечная радиация частично отражается от нее. Разность между суммарной и отраженной радиацией представляет собой солнечную радиацию, поглощенную земной поверхностью. Величина, характеризующая отражательную способность поверхности, получила название альbedo. Определяется она свойствами самой поверхности и, в первую очередь, ее цветом. Зимой на территории России формируется устойчивый снежный покров, альbedo которого меняется от 45 % на юго-западе Русской равнины (из-за оттепелей) до 80 % севернее 60° и в Средней Сибири.

В переходные сезоны в связи с неодновременным на севере и на юге формированием и ликвидацией снежного покрова контрасты в величине альbedo наиболее значительны.

Летом, в период вегетации, за Полярным кругом в зоне тундры альbedo составляет 10–13 %, южнее в поясе лесов – 13–16 %, в лесостепи и степи – 20–25 %, в полупустыне на Прикаспийской низменности – около 30 %. На частично покрытых льдом островах арктических архипелагов – Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Северной Земле величина альbedo равна 60–70 %.

Разница между солнечной радиацией, поглощенной земной поверхностью и эффективным излучением называется остаточной радиацией, или радиационным балансом.

Альbedo – одна из расходных статей радиационного баланса. Другой его расходной частью является эффективное излучение, находящееся в прямой зависимости от температуры подстилающей поверхности и в обратной – от облачности. Годовые величины эффективного излучения меняются от 45 ккал/см²год (1886 МДж/м² год) на широтах 45–48° до 25–30 ккал/см² год (1047–1257 МДж/м²год) на широте Полярного круга. Зимой его величина изменяется соответственно от 3 до 0,5 ккал/см²мес, летом – от 6 до 3 ккал/см²мес. Облачность несколько уменьшает величину эффективного излучения на западе ЕЧР и на Дальнем Востоке. В Средней Сибири, отличающейся пониженной облачностью и сухостью воздуха, эффективное излучение повышено.

Радиационный баланс по территории страны изменяется от 2,5 на ледяных покровах арктических архипелагов до 50 ккал/см²год на Северном Кавказе. С запада на восток радиационный баланс меняется мало, однако в азиатской части России его величина на тех же широтах несколько меньше, чем на Восточно-Европейской равнине, что связано с большей продолжительностью существования в Сибири снежного покрова.

Снижение годовых величин радиационного баланса с юга на север достигается не снижением максимальных его значений (летом), а сокращением периода, когда он имеет положительные значения. Летом месячные значения радиационного баланса изменяются с юга на север в небольших пределах, от 9 до 7 ккал/см²мес. Наибольшие различия, в 3–4 ккал/см²мес., отмечаются между северными и южными районами страны в переходные сезоны (когда на юге снега уже или еще нет,

а на севере установился устойчивый снежный покров). Так, в мае на Полярном круге радиационный баланс составляет 2–3 ккал/см², а на широте Петербурга (60° с. ш.) – 7 ккал/см² (293 МДж/м²). В октябре к северу от 60° радиационный баланс отрицательный.

Зимой почти на всей территории России радиационный баланс отрицательный (от 0 на Азово-Кубанской низменности до 1,5 ккал/см²мес. в верховьях реки Индигирки). Лишь в субтропиках черноморского побережья радиационный баланс сохраняет положительные значения.

Солнечная радиация, поглощенная земной поверхностью (остаточная радиация), за вычетом эффективного излучения, преобразуется в тепловую энергию, которая расходуется на прогрев нижележащих грунтов, на испарение и нагревание воздуха. Весной и летом тепло расходуется на таяние снега, льдов, многолетней мерзлоты. Алгебраическая сумма потоков тепла, приходящих на земную поверхность и уходящих от нее, выражается уравнением: $R = -P \pm LE \pm B$, где R – радиационный баланс земной поверхности; P – турбулентный поток между земной поверхностью и атмосферой; LE – приход тепла за счет конденсации водяного пара или потеря тепла на испарение; B – приток тепла из грунта или водоема или затраты на их прогревание.

Значения составляющих теплового баланса и соотношения между ними зависят как от свойств подстилающей поверхности, так и от особенностей циркуляции воздушных масс. При данной величине R и отсутствии адвекции основными регуляторами теплового режима подстилающей поверхности, а через нее и нижних слоев атмосферы являются турбулентный теплообмен с атмосферой и испарение. Первый влияет на температуру воздуха непосредственно в зоне теплообмена, второй связан с поступлением тепла в атмосферу в скрытой форме (с водяным паром), которое, прежде чем перейти в явную форму, может быть перенесено на значительное расстояние.

Теплооборот в почвогрунтах существенную роль играет весной при оттаивании почвы и ее замерзании. В Средней Сибири и на Северо-Востоке России на протаивание грунтов расходуется до 30 % радиационного баланса.

Соотношение количества тепла, переносимого в атмосферу в явной и скрытой формах, зависит от увлажнения территории. К северу от 52° затраты тепла на испарение превышают турбулентный поток между земной поверхностью и атмосферой. Наибольшее количество тепла тратится на испарение в поясе лесов в центре Восточно-Европейской равнины и на юге Дальнего Востока. В таежной и лесостепной зонах Западной Сибири на испарение тратится до 24 ккал/см²год (65–80 % всего тепла).

Летом наибольшее количество тепла – от 16 до 18 ккал/см² мес. (40–50 % всех затрат тепла) – затрачивается на испарение в Восточно-Европейском и Западно-Сибирском секторах тайги. На турбулентный теплообмен здесь расходуется 4–6 ккал/см² мес. (168–251 МДж/м²).

В тундре, несмотря на избыточное увлажнение, затраты тепла на турбулентный теплообмен несколько больше – 8–10 ккал/см²год, что связано с частыми «заточками» арктических воздушных масс и пониженной транспирацией тундровой растительности.

В степной зоне большая часть тепла (от 54 до 65 %) расходуется на нагревание воздуха. Еще больше эта величина в полупустынных районах Прикаспийской низменности, где она достигает 80 %.

3.2.2. Особенности циркуляции атмосферы

Барическое поле и перенос воздуха

Из-за положения в умеренном поясе для большей части территории России характерен общий перенос воздушных масс с запада на восток.

Резкие различия в тепловых режимах трех океанов, окружающих нашу страну, по сезонам, а также и самой территории России обуславливают большую неоднородность барического поля по сезонам, а вместе с тем и различия в циркуляции воздушных масс.

Зимой над горами Юга Сибири, плоскогорьями Средней Сибири и нагорьями Северо-Восточной Сибири формируется Азиатский (Сибирский) максимум, что является следствием увеличения массы воздуха над континентом из-за его непрерывного охлаждения. Эта обширная область повышенного давления существует с конца сентября до апреля. В ее пределах выделяются два главных центра – над Забайкальем (и Монголией) и Северо-Востоком Сибири. В первом из них давление в январе составляет около 1040 гПа, во втором – 1035 гПа (это при том, что отметки поверхности здесь в среднем составляют от 800 до 1200 м). Названные центры соединены барической седловиной, проходящей над Байкалом и Центральноякутской равниной. Над восточным сектором Арктики атмосферное давление зимой меньше, чем в бассейнах Лены, Яны, Индигирки.

По югу Сибири через Казахстан на южную часть Восточно-Европейской равнины простирается отрог (гребень) высокого давления, который служит самостоятельным центром антициклогенеза.

Над северной Атлантикой зимой формируется глубокая барическая депрессия с ложбиной над Баренцевым и Карским морями. Еще одна депрессия, Алеутская, располагается над северной частью Тихого океана.

К северу от полосы повышенного давления на Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинах преобладают ветры южных румбов, к югу – восточные и северо-восточные. Характерно, что на высотах более 3 км при этом доминируют ветры западного и северо-западного направлений.

На Дальнем Востоке преобладают ветры северо-западного направления (зимний муссон).

Летом в связи с убылью массы воздуха над континентом почти повсеместно атмосферное давление в среднем ниже нормы. Относительно повышенное давление, обусловленное частым антициклогенезом, характерно для полосы, протягивающейся по югу Восточно-Европейской равнины, куда проникает отрог Азорского максимума.

Над северной Атлантикой барический минимум выражен слабо, над северной частью Тихого океана он не выражен вообще. Такое барическое поле опре-

деляет и соответствующее направление ветров в приземном слое. На северной окраине страны в слое высотой до 1000 м преобладают северные ветры, южнее – северо-западные и западные. На Дальнем Востоке дуют юго-восточные ветры (летний муссон). По долине Амура влажный воздух проникает до Зейско-Буреинской равнины. Севернее из-за наличия горного барьера его влияние ограничено Джугджуром и побережьем Охотского моря. В верхних слоях тропосферы сохраняется общее перемещение воздуха с запада на восток⁵³.

Воздушные массы

Над территорией страны формируются и (или) перемещаются, трансформируясь при этом, арктические, умеренные и тропические воздушные массы.

Арктические воздушные массы образуются над льдами, арктической тундрой и водными пространствами Северного Ледовитого океана: морской арктический воздух (МАВ) – над незамерзающим Баренцевым морем, континентальный арктический воздух (КАВ) – в центральном и восточном секторах Арктики.

Воздушные массы умеренного пояса наиболее характерны для материковой части страны. Морской умеренный воздух (МУВ) поступает с Атлантики, континентальный умеренный воздух (КУВ) формируется на пространстве от Восточно-Европейской равнины почти до Охотского моря.

Тропические воздушные массы в основном проникают на территорию России в результате циклогенеза и антициклогенеза в южных районах страны.

Наиболее часто над просторами России распространяется МУВ с Атлантики. Зимой в западные районы страны он приходит с температурой выше 0 °С, с большим влагосодержанием – до 14 кг/м² поверхности и, следовательно, с большими запасами скрытого тепла. При продвижении с запада на восток МУВ постепенно отдает тепло, вследствие чего все время находится в состоянии, близком насыщению. Количество влаги в нем в результате конденсации постепенно уменьшается. Прохождение МУВ сопровождается оттепелями, снегопадами, туманами. Оттепляющее воздействие МУВ ощущается до Енисея, а иногда и до Лены.

Летом поверхность Атлантического океана холоднее, чем суша, и западные районы страны при поступлении МУВ испытывают охлаждение. По мере продвижения на восток МУВ за счет конвекции прогревается по всей толще и постепенно трансформируется в КУВ (обычно в Предуралье). За Уралом этот воздух уже не охлаждает поверхность.

При прохождении МУВ над Восточно-Европейской равниной за счет испарения с поверхности увеличивается его влагосодержание, однако, поскольку одновременно происходит и его прогревание, относительная влажность не только не увеличивается, но напротив, убывает.

На Дальнем Востоке МУВ приходит с Тихого океана. Температура его ниже, чем у атлантического умеренного воздуха на тех же широтах. В прибрежных районах отмечается увеличение облачности, что приводит к существенным (до 60 %) потерям солнечной радиации. Как следствие, температура воздуха

⁵³ Мячкова Н.А. Климат СССР. М. : Изд-во МГУ, 1983. 192 с.

в Приморском крае на 8–12 °С ниже, чем в пределах Ставропольского и Краснодарского краев, расположенных на тех же широтах.

Арктические воздушные массы отличаются низкими температурами и низким влагосодержанием. Поступление этого воздуха на материк происходит в тыловых частях циклонов арктического фронта и в восточных частях антициклонов. Зимой арктический воздух приходит на материк с уже низкой температурой в условиях безоблачного неба. Приход новой массы относительно менее холодного воздуха сначала приводит к смягчению морозов. Затем в антициклонах он еще больше охлаждается, что особенно характерно для Северо-Востока Сибири. Летом при выходе на материк арктический воздух начинает интенсивно прогреваться. Его температура увеличивается на 2–5 °С в день, и за 5–6 дней он приобретает свойства континентального умеренного воздуха или даже континентального тропического воздуха. По мере нагревания арктического воздуха увеличивается его максимально возможное влагосодержание и, хотя при этом несколько увеличивается абсолютная влажность, относительная его влажность снижается. При продвижении от побережья арктических морей температура арктического воздуха в приземном слое быстро повышается, что определяется его быстрой трансформацией над теплой поверхностью суши. На севере Восточно-Европейской равнины и на Северо-Востоке Сибири в полосе шириной до 300 км горизонтальный градиент составляет 1,5–2° на 100 км, на севере Западной Сибири и Средней Сибири в полосе шириной до 600 км – 1° на 100 км.

С юга эта полоса ограничена средней июльской изотермой +12 °С. Южнее горизонтальный градиент не превышает 0,5° на 100 км. По данным Н.А. Мячковой, в условиях отсутствия влияния Арктики средняя температура июля составила бы: на севере Кольского полуострова +16 °С, в Печорской тундре +16,5 °С, в зоне тундры Средней Сибири +17,5 °С⁵⁴. Таким образом, охлаждающий эффект арктических воздушных масс составляет от 4 до 7,5 °С, и не проявляйся этот эффект, зона тундры отсутствовала бы, а таежные леса достигали бы берегов арктических морей.

Воздушные массы тропического типа (морские – МТВ и континентальные – КТВ) зимой приходят на территорию страны в теплых секторах юго-западных и южных циклонов из субтропического пояса. Для европейской части страны наиболее существенно воздействие МТВ, поступающего с субтропической части Атлантики и со Средиземного моря. В восточном направлении растет влияние КТВ, формирующегося над Средней Азией. На юге Дальнего Востока летом появляется МТВ с западной периферии субтропической части Тихого океана.

Приход тропического воздуха зимой вызывает резкое повышение температуры – на юге Восточно-Европейской равнины до +6 °С, в ее центре до (0...+2) °С. При этом частично сходит снежный покров.

Летом КТВ обуславливает жаркую, сухую погоду в низовьях Волги, на юге Западно-Сибирской равнины. Иногда тропический воздух проникает далеко на север, вплоть до Полярного круга.

⁵⁴ Мячкова Н.А. Климат СССР ...

Закономерности циклонической и антициклонической циркуляции

При общем субширотном переносе воздушных масс в тропосфере в приземном слое из-за вихревой циркуляции, связанной с перемещением циклонов и антициклонов, ветры могут иметь любое направление.

Циклонические и антициклонические вихри существуют над разными районами страны в любой момент. Они в общем широтном переносе воздуха и приводят к меридиональному его перемещению и, соответственно, межзональному обмену теплом и влагой.

Зимой арктический фронт проходит на западе по Баренцеву и Карскому морям, на востоке – в северной части Охотского моря и далее над Анадырско-Пенжинской низменностью. Между этими участками – разрыв, фронта нет. Причина этого заключается в том, что над просторами Средней и Северо-Восточной Сибири, а также над восточным сектором Арктики формируется однородная сухая и холодная воздушная масса. Полярный фронт отодвигается к югу, за пределы России, и располагается над Средиземным морем, Передней Азией, Китаем.

Летом арктический фронт проходит над Баренцевым и Карским морями несколько севернее, чем зимой. Образуются еще два участка арктического фронта – над южной частью моря Лаптевых, в направлении от устья Лены на Новосибирские острова, и вдоль южного побережья Восточно-Сибирского моря. Полярный фронт летом проходит над Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинами между 50 и 60° с. ш., над Забайкальем (от низовий реки Селенги в направлении Станового хребта) и над Средним и Нижним Приамурьем. На тех участках, где арктический и полярный фронты не выражены, воздушные массы относительно однородны.

Образование циклонов на арктическом и полярном фронтах связано с нарушением их стационарности и образованием волн. При этом в тыловых частях циклонов в результате взаимодействия разных воздушных масс возникают вторичные фронты.

3.2.3. Закономерности изменения температуры воздуха у поверхности земли и причины, их обуславливающие

Для территории России, расположенной в основном в умеренном и субарктическом поясах, характерны четкая сезонность термического режима, наличие продолжительных зимнего (холодного) и летнего (теплого) периодов, что обуславливает периодичность многих природных процессов.

Зима. Ее фактическая продолжительность не совпадает с календарной и существенно меняется в разных географических поясах и их секторах.

За начало и конец зимы обычно принимают устойчивый переход среднесуточных температур через 0 или через минус 5 °С.

В первом случае на большей части страны продолжительность зимнего периода почти совпадает с временем существования снежного покрова. Однако в конце и начало этого периода включаются дни с переходом температур через 0 °С, что более характерно для весны и осени.

Во втором случае зима – период с устойчивыми морозами. Но при этом на крайнем юге страны зимы вроде бы и нет. Между тем и здесь формируется устойчивый снежный покров, и выделяется период с отрицательными (в основном до минус 5 °С) температурами.

Независимо от критериев выделения зимнего периода его продолжительность увеличивается с юга на север и с запада на восток.

Так, на Восточно-Европейской равнине на меридиане города Воронежа продолжительность периодов с температурой ниже 0 °С и температурой ниже минус 5 °С соответственно составляет (дней):

	45° с. ш.	50° с. ш.	60° с. ш.	70° с. ш.
ниже 0° С	80	120	160	250
ниже минус 5 °С	нет	90	120	140

На шестидесятой параллели продолжительность зимы в разных секторах соответственно составляет (дней):

	40° в. д.	70° в. д.	110° в. д.	побережье
ниже 0° С	160	180	200	210
ниже минус 5 °С	120	160	175	185

Первая закономерность связана с радиационным фактором, вторая – с постепенным охлаждением относительно теплых воздушных масс, поступающих с Атлантики. Увеличение длительности зимы с юга на север происходит в основном за счет весны, с запада на восток – за счет осени.

Зимой, в условиях отрицательного радиационного баланса, распределение температур зависит главным образом от адвекции тепла с Атлантики и радиационного выхолаживания, а на отдельных участках (в городах) – и от хозяйственной деятельности человека.

В распределении среднеянварских температур отмечаются следующие закономерности:

– севернее 50° с. ш. от западной границы страны до Якутии изотермы субмеридиональны. Средняя январская температура понижается от минус 8 до минус 40 °С, мало изменяясь с севера на юг (в Мурманске температура примерно такая же, как в Волгограде);

– в Арктике теплее, чем в материковой части (особенно в Средней Сибири, где разница температур достигает 10°);

– к востоку от Якутии изотермы меридиональны, но температура увеличивается по направлению к побережьям Берингова и Охотского морей до (–22...–18) °С;

– к югу от 50° с. ш. температура увеличивается с севера на юг.

Понижение температуры с запада на восток связано с трансформацией МУВ, несущего с Атлантики тепло в явной и скрытой формах. Первое обеспечивает непосредственный обогревающий эффект, второе выделяется при конденсации водяного пара. К востоку уменьшаются облачность и осадки, увеличивается

эффективное излучение. Центральная якутская низменность и Северо-Восток Сибири меньше всего испытывают влияние Атлантики, и, как следствие, там самые суровые зимы. В антициклональных условиях воздушные массы застаиваются, излучение тепла происходит из одних и тех же масс воздуха, что приводит к образованию в приземном слое исключительно холодного воздуха, особенно в котловинах, куда стекает более плотный холодный воздух.

На восточном побережье в полосе до нескольких сотен километров температура с запада на восток постепенно увеличивается, что связано с циклогенезом на арктическом фронте. По крайнему северу материка из-за повышенной циклонической активности теплее. И чем холоднее в области Сибирского максимума, тем «теплее» в Арктике.

На Восточно-Европейской равнине понижение температур до отметок минус 30 °С и ниже также происходит в устойчивых антициклонах. Однако сильные морозы здесь – явление редкое и непродолжительное. Лишь в бассейне реки Печоры период с морозами ниже минус 30 °С оставляет 200–300 часов.

За Уралом по мере движения на восток продолжительность периода с температурами ниже минус 30 °С быстро увеличивается и в бассейне Алдана, а также в верховьях Яны и Индигирки достигает 2500 часов. Здесь выделяется период с температурами ниже минус 40 °С, который составляет около 1000 часов (40 суток), а в котловинах – до 80 суток. Минимальные температуры здесь достигают минус 60 °С и ниже. Самая низкая температура в России (и в целом в северном полушарии) отмечена в районе Оймякона – минус 71 °С.

Морозная погода на всей территории страны чередуется с оттепелями – либо адвективными (особенно характерны для Русской равнины), либо радиационными, наступающими при значительной солнечной радиации в ясную погоду (преобладают в Сибири), либо смешанными. Общее число дней с оттепелями на Восточно-Европейской равнине достигает 40–50, в Западной Сибири – 20–30, в Якутии – менее 20 (причем с декабря по февраль их тут не бывает вовсе).

Календарное *лето* (как и зима) не совпадает с климатическим. За начало последнего обычно принимают дату прекращения заморозков и ослабления роста среднесуточных температур, за конец – среднюю дату интенсивного падения среднесуточных температур и появления ночных заморозков. В полосе, проходящей через центральные районы Восточно-Европейской равнины, юг Западной и Средней Сибири, Забайкалье, это июнь – август. Севернее климатическое лето короче, южнее – длиннее. На крайнем севере Восточно-Европейской равнины продолжительность лета равна 55–60 дням, по северу Западной, Средней и Северо-Восточной Сибири – 40–50 дням. Причем тут в любой из летних дней возможны заморозки.

На юге Восточно-Европейской равнины лето начинается в середине мая, заканчивается в середине сентября и длится примерно 120 дней. С запада на восток продолжительность лета сокращается за счет более ранней осени.

Распределение летних температур, и в частности температур самого теплого месяца – июля, – имеет четкий зональный характер. Направление изотерм близко параллелям. На Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири

средняя июльская температура повышается с севера на юг на 16–18 °С. В условиях примерно одинакового радиационного баланса столь значительная разница в температурах на севере и юге страны, как уже отмечалось, связана с частой повторяемостью адвекции холода из Арктики и с различиями в структуре теплового баланса в разных ландшафтных зонах.

Максимальные температуры даже на Крайнем Севере достигают (+20...+25) °С. Абсолютные максимумы на большей части страны превышают +35 °С. Минимальные температуры в июле почти повсеместно составляют (+2...+5) °С. В Средней Сибири и на Северо-Востоке Сибири в отдельные дни температура опускается до минус 2 °С. Такое понижение обычно связано с застоем КАВ и дополнительным охлаждением его ночью в антициклонах.

Значительное влияние на распределение температур оказывает рельеф. Поскольку температура воздуха с высотой понижается в среднем на 0,6 °С на 100 м, то летом на возвышенностях Восточно-Европейской равнины, на плато и плоскогорьях Средней Сибири температуры ниже, чем на соседних низменностях. Склоны южной и юго-западной экспозиций получают тепла значительно больше, чем противоположные. В частности, в юго-восточном Забайкалье, где хребты имеют субширотное простирание, на таежных склонах северной экспозиции («сивера») есть многолетняя мерзлота, на остепненных склонах южной экспозиции («солнцепеки») зачастую ее нет.

На склонах гор суточная амплитуда температур меньше, чем в долинах и котловинах. Зимой в Якутии и в горах Юга Сибири на склонах среднесуточные температуры на 5–15 °С выше, чем в котловинах, из-за температурных инверсий.

3.2.4. Тепловые ресурсы вегетационного периода

Вегетационный период – время, в течение которого по метеорологическим условиям возможны рост и развитие растений. В умеренном поясе вегетация наиболее активно идет при среднесуточных температурах выше +10 °С. Фотосинтез достигает максимума при температуре (+20...+25) °С. Самый энергичный рост растений осуществляется в период нарастания температур воздуха – в конце мая – июне. Для прохождения полного цикла развития каждому растению необходимы определенное количество тепла и определенный период вегетации, т.е. в данном случае атмосферное тепло представляет собой один из видов природных ресурсов. Для количественной оценки тепловых ресурсов используется величина, представляющая собой сумму среднесуточных температур выше +10 °С, – «сумма активных температур» (среднесуточных температур, при которых идет активная вегетация растений).

Сумма среднесуточных температур выше +10 °С увеличивается с севера на юг и убывает с запада на восток. Нарушения этих общих тенденций происходят в горных районах.

В Арктике среднесуточная температура в июле не достигает +10 °С. Лишь в субарктическом поясе, в южной части тундры, выделяется непродолжительный

период со среднесуточной температурой выше $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$, и «сумма активных температур» здесь составляет $300\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$. Если бы в тундру летом не поступал холодный арктический воздух, что обуславливает интенсивный турбулентный перенос тепла от подстилающей поверхности в атмосферу, то «сумма активных температур» составляла бы здесь $1000\text{--}1500\text{ }^{\circ}\text{C}$, как в тайге.

В лесотундре сумма активных температур равна $600\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$, в тайге – $800\text{--}1700\text{ }^{\circ}\text{C}$ в зоне смешанных лесов – $1800\text{--}2200\text{ }^{\circ}\text{C}$, в зоне широколиственных лесов – $2200\text{--}2500\text{ }^{\circ}\text{C}$, в лесостепи – $2200\text{--}2600\text{ }^{\circ}\text{C}$, в степи – $2200\text{--}3000\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В южной части Средней Сибири, в пределах плато с высотами $500\text{--}700\text{ м}$, «сумма активных температур» составляет $1400\text{--}1700\text{ }^{\circ}\text{C}$, и, как следствие, тут растут светлохвойные таежные леса. На Восточно-Европейской равнине на тех же широтах «сумма активных температур» превышает $2200\text{ }^{\circ}\text{C}$, и здесь располагаются широколиственные леса и лесостепные ландшафты.

3.2.5. Особенности распределения и режима осадков. Увлажнение

Основная часть влаги в воздушных массах над территорией России адвективная, меньшая – результат испарения с подстилающей поверхности. Доля последней в разных районах страны существенно различается. Летом на юге Западной и Средней Сибири она достигает 50% , в пределах Русской равнины обычно не превышает 10% . Основной поставщик влаги – МУВ, поступающий с Атлантики.

С апреля по октябрь в Ленинградской области и в Карелии выпадает 70% годовой суммы осадков, в Прикаспии – около 35% . В целом в пределах Восточно-Европейской равнины МУВ за теплый период дает до 50% всех осадков, в Средней Сибири – до 40% . Осадки в основном связаны с циклонами арктического фронта и с вторичными фронтами. Массы МТВ дают осадки в передовых частях циклонов на полярном фронте. Это $30\text{--}40\%$ Ростовской области, $25\text{--}30\%$ осадков Белгородской и Курской областей.

На Дальнем Востоке до 80% осадков выпадает летом (летний муссон) и до 20% – в циклонах, выходящих с материка (с территории Китая). Зимой выпадение осадков связано почти исключительно с поступлением влажного воздуха с океанов.

В распределении годовых сумм осадков по территории страны прослеживаются следующие закономерности:

На Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинах наибольшее количество осадков выпадает в полосе между 55 и 65° с. ш. К югу и северу от этой полосы осадков меньше (по северу летом господствует сухой арктический воздух, по югу, в полосе повышенного давления, – КТВ летом и КУВ зимой).

Количество осадков убывает с запада на восток. Так, на широте 60° от Санкт-Петербурга до Енисея годовая сумма осадков уменьшается на 100 мм . Основная причина – уменьшение с запада на восток влагосодержания воздуха осенью, зимой и весной (летом из-за интенсивного испарения абсолютная влажность увеличивается).

Общую картину нарушают неровности рельефа, причем не только горные сооружения, но и возвышенности, которые усиливают восходящие токи воздуха. Так, на наветренном склоне Урала количество осадков увеличивается до 1000–1200 мм, на плато Путорана – до 1000 мм. В западных частях возвышенностей, в том числе Среднерусской, Смоленско-Московской и др., на 50–150 м превышающих соседние низменности, осадков в среднем выпадает на 50–150 мм больше.

Относительно понижено (на 10–25 %) количество осадков над крупными водоемами, так как весной и летом восходящее движение воздуха над ними ослаблено (они холоднее суши), а зимой водоемы замерзают.

По относительно приподнятому правобережью Енисея от Енисейского края до плато Путорана выделяется полоса с повышенным количеством осадков. Восточнее, до Лены, сумма осадков сокращается до 300–400 мм, а на Центральноякутской равнине – до 250 мм. Здесь резко уменьшается сумма зимних осадков, так как в Якутии в холодное время года господствует антициклональный режим погоды. Наконец, к востоку убывает и общее влагосодержание воздуха. От 117-го градуса восточной долготы количество осадков постепенно увеличивается, поскольку по мере приближения к морям Тихого океана растет влагосодержание воздушных масс и активизируется циклогенез. На склонах Буреинского хребта выпадает до 800 мм осадков, на Сихотэ-Алине – до 1200 мм, на склонах Западно- и Восточно-Сахалинского хребтов – до 1500 мм. В межгорных котловинах осадков значительно меньше – 300–500 мм.

На Юге Сибири максимальное количество осадков выпадает на наветренных склонах гор в интервале высот от 1,5 до 2,5 км. На Алтае на склонах Катунского хребта, хребтов Листвяга и Холзун выпадает до 2000 мм осадков, восточнее, в Саянах, – до 800 мм. В межгорных впадинах сумма осадков не превышает 300–400 мм.

Почти на всей территории России большая часть осадков выпадает в теплое время года. Исключение составляет Поволжье к югу от Самары. За июнь–август на большей части Восточно-Европейской равнины выпадает 30–35 % всех осадков, в Средней Сибири – около 50 %, в бассейне среднего и нижнего течения Амура – 70 %.

Зимой на всей территории страны формируется устойчивый снежный покров. На Крайнем Севере он существует более 250 дней, между 50-м и 60-м градусами с. ш. – от 90 до 130 дней на Восточно-Европейской равнине и 150–200 дней в Западной и Средней Сибири и на Дальнем Востоке. С увеличением абсолютной высоты длительность существования снежного покрова увеличивается.

Высота (мощность) снежного покрова достигает максимума между 60-м и 65-м градусами с. ш. Здесь к концу зимы она превышает 50 см. На Крайнем Севере толщина снежного покрова меньше, хотя время его существования больше. Причина – меньшее количество осадков. К югу от 60° с. ш. уменьшение мощности снежного покрова связано с сокращением периода накопления снега.

Общие тенденции в изменении мощности снежного покрова нарушаются при наличии орографических барьеров на путях переноса воздушных масс и местных особенностей их циркуляции. Так, на западном макросклоне Урала высота снеж-

ного покрова достигает 100 см, на восточном – 60 см. В Якутии толщина снежного покрова не превышает 40 см, на побережье Охотского моря и на склонах гор достигает 120 см (осадки в виде снега здесь приносят циклоны, проходящие вдоль арктического фронта).

Осадки являются необходимым условием для увлажнения поверхности, однако количество их не определяет степень увлажнения. Увлажнение определяется соотношением между количеством выпадающих осадков в данной местности и испаряемостью, которая, в конечном счете, определяется температурой поверхности ($K_y = \text{сумма осадков, мм} / \text{годовая испаряемость, мм}$). Увлажнение оказывается избыточным при превышении осадков над испаряемостью и недостаточным при обратном соотношении.

Увлажнение носит зональный характер из-за увеличения испаряемости к югу и юго-востоку. Годовая испаряемость составляет 150–200 мм в зоне тундры, 450–550 мм в зоне тайги, 550–700 мм в зоне смешанных лесов, 600–800 мм в лесостепи, 800–900 мм в степях. Изолиния $K_y=1$ проходит примерно по границе между поясом лесов и лесостепью. Севернее $K_y>1$, так как осадки превышают испаряемость, что способствует поддержанию оптимума или избытка влаги для растений, выщелачиванию солей из почв, неглубокому залеганию грунтовых вод и появлению верховодки.

В лесостепи значение K_y меняется от 1 до 0,6, в степях – от 0,6 до 0,4, в полупустынях – от 0,4 до 0,2, в пустыне K_y менее 0,2. Превышение испаряемости над осадками влечет за собой недостаток влаги для растений, засоление почв, понижение уровня грунтовых вод и их минерализацию.

Испаряемость характеризует потенциально возможное испарение в данной местности в условиях неограниченного запаса влаги и, как правило, весьма существенно отличается от фактического испарения с поверхности почвы и растений. Фактическое испарение зависит от температуры, режима осадков, характера подстилающей поверхности, глубины залегания грунтовых вод. При достаточном количестве влаги значения испарения и испаряемости сближаются. Так, в зонах смешанных и широколиственных лесов Русской равнины испарение составляет 500–600 мм и почти соответствует испаряемости, составляющей здесь 550–700 мм. К востоку, а также к северу и югу испарение уменьшается. В тайге оно составляет 350–450 мм, в тундре – 150–200 мм (дефицит тепла), в степи – 300–400 мм (меньше осадков). В Средней и Северо-Восточной Сибири испарение меньше, чем на тех же широтах на Русской равнине, что связано с общим уменьшением осадков и наличием многолетней мерзлоты.

3.2.6. Климатические пояса и области

В связи с большой протяженностью с севера на юг территория России находится в четырех климатических поясах – арктическом, субарктическом, умеренном и субтропическом. Огромная протяженность страны с запада на восток, особенно в умеренном поясе, обусловила существенные различия в климате приокеанических и континентальных областей.

Существует целый ряд схем климатического районирования, основанных на тех или иных показателях. Известная схема А.А. Григорьева и М.И. Будыко учитывает различия в термических условиях теплого периода, увлажнении и условиях зимы⁵⁵. На этой схеме в пределах территории России выделено 12 типов основных климатических зон, включающих 31 тип климатических областей, различающихся по условиям зимнего периода.

Схема климатического районирования, предложенная Б.П. Алисовым, составлена с учетом радиационного режима, циркуляционных процессов и границ природных зон, выраженных на территории страны⁵⁶. Эта схема приведена в географическом атласе⁵⁷, в атласах для средней школы, используется она и во многих учебных пособиях для вузов и школы⁵⁸. В соответствии со схемой Б.П. Алисова четыре климатических пояса, в которых расположена территория России, подразделены на 18 климатических областей.

Арктический пояс отличается низкими температурами в течение всего года. Январские температуры составляют здесь от $(-8...-12)$ °С на западе до минус 35 °С на востоке. Июльские температуры на островах близки к нулю, а на материке по южной периферии пояса повышаются до +5 °С. Количество осадков убывает с юго-запада к востоку и северо-востоку от 300 до 100 мм и менее. Выпадают они преимущественно в виде снега, который покрывает поверхность 300–320 дней в году. В таких условиях формируются ландшафты ледяных пустынь, арктических пустынь и арктических тундр. Б.П. Алисов в арктическом поясе выделил четыре области: многолетних льдов, атлантического влияния, континентального влияния, тихоокеанского влияния.

Субарктический пояс отличается продолжительной (до 9 месяцев) зимой. Январские температуры понижаются с запада на восток от минус 12 до минус 50 °С, а в верховьях Яны и Индигирки – даже до минус 60 °С. Лето холодное. Средняя июльская температура – от +4 °С по северу пояса до +12 °С на его южной границе. В любой из летних дней возможны заморозки. Годовая сумма осадков – от 400 мм на западе и тихоокеанском побережье до 100 мм на Северо-Востоке Сибири. И хотя количество осадков невелико, при низких температурах и соответственно незначительном испарении создается избыточное увлажнение поверхности. В пределах этого пояса расположены типичные и южные тундры, а также лесотундры. В субарктическом поясе Б.П. Алисов выделяет три области: атлантико-арктического влияния (тундровая), континентального влияния (северотаежных редколесий и горных тундр), тихоокеанского влияния (горных северотаежных редколесий, горных тундр и тундр).

Умеренный пояс отличается теплым летом и холодной зимой. В разных частях этого пояса наблюдаются существенные различия в термических условиях и режиме увлажнения, связанные с распространением разных воздушных масс, вследствие чего в его пределах выделяются четыре сектора.

⁵⁵ Григорьев А.А., Будыко М.И. О климатических факторах географической зональности ...

⁵⁶ Алисов Б.П. Климат СССР. М., 1956. 125с.

⁵⁷ Географический атлас ...

⁵⁸ Давыдова М.И., Раковская Э.М., Тушинский Г.К. Физическая география СССР. ... ; Макунина А.А. Физическая география СССР ... ; Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР ... ; Раковская Э.М., Давыдова М.И. Физическая география России ...

В европейской части страны под влиянием Атлантики формируется умеренно континентальный климат. Эта территория получает большее количество осадков, чем районы, расположенные восточнее. Температура января здесь понижается с запада на восток от минус 8 до минус 18 °С. Лето теплое. Средняя июльская температура – от +12 °С в северной части до +24 °С на юге. Увлажнение меняется от избыточного до недостаточного, что предопределяет смену природных зон от таежной до полупустынной. В секторе выделяются три области: атлантико-арктического влияния (северотаежных лесов), атлантико-континентального влияния (средне- и южнотаежных, смешанных и широколиственных лесов), атлантико-континентальная степная.

Для Западно-Сибирской равнины характерен континентальный климат. Циклоническая деятельность здесь ослабевает. Годовое количество осадков от 600 до 400 мм. Зима более суровая, чем на Восточно-Европейской равнине. К югу от города Омска увлажнение недостаточное. Здесь выделяются две области – континентальная лесная, включающая тайгу, подтайгу и лесостепь, и континентальная степная.

В Средней Сибири, в Прибайкалье и Забайкалье, в западном Приамурье формируется резко континентальный климат, отличающийся крайне низкими зимними температурами (средняя температура января от минус 24 до минус 45 °С) и относительно теплым летом (средняя температура июля от +14 до +20 °С). Годовое количество осадков в равнинных частях – менее 400 мм. Коэффициент увлажнения близок к 1, а на Центральнокутской низменности и в Забайкалье – меньше 1. Выделяют одну область – континентальную лесную со средне- и южнотаежными равнинными и горными лесами.

Для большей части Дальнего Востока характерен муссонный климат. Зима здесь холодная, солнечная, малоснежная, как и в Средней Сибири. Лето облачное, прохладное, с большим количеством осадков (до 800 мм и более), что при относительно слабом испарении обуславливает избыточное увлажнение поверхности. Здесь выделяют две области: муссонную дальневосточную лесную (со средне- и южнотаежными, хвойно-широколиственными и широколиственными лесами) и тихоокеанского влияния (лесную).

Особо выделяются климатические области гор Северного Кавказа, Алтая и Саян. Расположенная в пределах России часть Прикаспийской низменности входит в континентальную Туранскую область пустынь и полупустынь.

Субтропики черноморского побережья характеризуются очень мягкой зимой (средняя температура января в Туапсе +4 °С, в Сочи +5,5 °С), жарким летом – (+23...+24) °С и большим количеством осадков (более 1000 мм), выпадающих преимущественно в холодное время года.

3.3. АНТРОПОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ

Антропогенные воздействия на ландшафты чрезвычайно многообразны. Они различаются по типам производственной и непроизводственной деятельности (промышленное или сельскохозяйственное производство, рекреация и т.д.)

и видам соответствующей деятельности (строительство, земледелие и т.д.), по компонентам ландшафтов, на которые непосредственно оказывается воздействие (например, на почву во время распашки, на сток при строительстве плотин и мелиоративных каналов и т.д.). Очевидно, что любое антропогенное воздействие на тот или иной компонент ландшафта не может не сказаться на особенностях его функционирования и структуре.

Рассмотрим наиболее характерные для территории России антропогенные воздействия на ландшафты и их следствия: антропогенный морфолитогенез, нарушение водного баланса, изменение теплового баланса, нарушение биологического круговорота вещества; техногенную миграцию химических элементов.

Антропогенный морфолитогенез представляет собой процесс и результат целенаправленного и непреднамеренного воздействия человека на земную поверхность и естественную динамику рельефообразующих процессов, выражающиеся в перемещении с места на место масс почвогрунтов и конструкционных материалов и формировании специфической литогенной основы и морфоскульптуры.

Распределение земельного фонда по состоянию на 2010 год дает представление о масштабности антропогенного морфолитогенеза на территории России⁵⁹. Гражданские постройки занимают 189 тыс. км² (1,1 % территории страны), под дорогами и промышленными объектами занято 172 тыс. км² (1,01 %), пахотный нанорельеф ежегодно воспроизводится на площади около 1235 тыс. км² (7,23 %). Особую категорию составляют земли, нарушенные при разработке месторождений полезных ископаемых, в том числе: торфа – 2,47 тыс. км², угля – 1,1 тыс. км², сырья для производства строительных материалов – 0,5 тыс. км². В совокупности они занимают 8,67 тыс. км² (0,05 % территории России). Мелиорированные земли занимают 90,8 тыс. км² (7,4 % площади пашни). Из них осушено 46,3 тыс. км², орошается 44,5 тыс. км². Среднегодовой прирост площади нарушенных земель в добывающих отраслях промышленности в период с 1997 по 2002 годы составил 375,2 км². На территории не самой густонаселенной Рязанской области ежегодный прирост площади с антропогенной морфоскульптурой составляет около 2,5 км², а при ее создании перемещается 5–6 млн м³ почвогрунтов и конструкционных материалов⁶⁰.

В пределах городских поселений преобладает антропогенная аккумуляция: заполняются грунтами мелкие долины, балки, овраги; формируется «культурный слой» мощностью до нескольких метров; создаются искусственные намывные и насыпные площадки. В конечном счете естественный субстрат полностью заменяется искусственным, формируется «псевдоприродная» морфоскульптура. При этом исчезают естественные растительный и почвенный покровы, изменяются условия формирования поверхностного стока, тепловой баланс поверхности, инспирируются неблагоприятные и опасные рельефообразующие процессы – суффозия, сопровождаемая просадочными явлениями, подтопление, оползни и т.д. При откачке подземных вод образуются муьды проседания, площадь которых может достигать сотен квадратных километров.

⁵⁹ О состоянии и использовании земель в Российской Федерации в 2010 г. Государственный национальный доклад.

⁶⁰ Кривцов В.А., Водорезов А.В. Особенности строения и формирования рельефа на территории Рязанской области : моногр. Рязань, 2006. 279 с.

Откосы, формирующиеся при выработке карьеров, нередко поражаются оползнями, терриконы и отвалы подвергаются развеванию, смыву, линейной эрозии. Из-за дренирующего воздействия карьеров на больших площадях понижается уровень грунтовых вод. Горные породы, извлекаемые из карьеров, служат источником перераспределения многих химических элементов. Токсичные вещества, содержащиеся в отвалах пустой породы, вследствие смыва и развевания вовлекаются в миграцию, загрязняя при этом поверхностные воды и приземные слои атмосферы на значительном удалении от самих отвалов.

Ежегодная механическая обработка почв (осенняя или весенняя вспашка) обуславливает разрыхление почвогрунтов, что при отсутствии растительности приводит к дефляции, а на пологих придолинных участках междуречий к плоскостному и мелкоструйчатому смыву и линейной эрозии. Вынос материала с распахиваемых междуречий сопровождается его интенсивной аккумуляцией в балках и поймах рек.

Нарушение водного баланса в ландшафтах связано с различными видами антропогенного воздействия – устройством дамб, насыпей, мелиоративных каналов и канав, прудов и водохранилищ, вырубкой лесов, земледелием.

Устройство дамб и насыпей на слабо дренированных участках затрудняет поверхностный сток и способствует переувлажнению почвогрунтов.

Прокладка мелиоративных каналов и канав на заболоченных территориях приводит к понижению уровня грунтовых вод, увеличению при этом (по крайней мере, на первом этапе) поверхностного стока, осушению торфяников и нарушению сложившегося в данной геосистеме биологического круговорота вещества.

Устройство прудов и водохранилищ, особенно на равнинных территориях, сказывается на функционировании геосистем, располагающихся по берегам этих искусственных водоемов. Неизбежное при этом повышение уровня грунтовых вод приводит к заболачиванию пониженных участков, по берегам водоемов активизируются оползневые процессы, происходит переработка берегов (абразия и аккумуляция). Ниже плотин и запруд на значительном протяжении долин прекращается пойменный режим. В самих искусственных водоемах аккумулируется часть наносов, в результате чего в нижнем бьефе сокращается твердый сток.

Водоохранилища способствуют заметному увеличению скорости ветра, обуславливают появление бризов, понижают температуру воздуха летом и повышают его влажность.

Вырубка лесов и перевод освободившихся площадей под сельхозугодья сокращает запасы снега на междуречьях, ускоряет снеготаяние. При этом в меньшей мере осуществляется запитка грунтовых вод, а в долинах, дренирующих такие участки, сокращается срок половодий.

Земледелие в целом ведет к перестройке водного баланса в сторону сокращения поверхностного стока. Осенняя вспашка повышает инфильтрационную способность почв и увеличивает тем самым запасы почвенной влаги и грунтовых вод и, соответственно, сокращает при этом поверхностный сток. Лесные полосы задерживают на полях снег и также сокращают весенний сток с полей.

Изменение теплового баланса в ландшафтах связано с преобразованием подстилающей поверхности, выбросами тепла в атмосферу в процессе хозяйственной деятельности человека, увеличением содержания аэрозолей в нижних слоях атмосферы.

Преобразование подстилающей поверхности ведет к изменению ее альбедо и испарения, а соответственно и радиационного и теплового баланса. Связано оно с вырубкой лесов и распашкой освободившихся от леса площадей, с осушением болот, устройством водохранилищ, строительством городов, в пределах которых естественная поверхность уступает место искусственной (асфальт, бетон, кирпич и другие конструкционные материалы) и т.д.

Выбросы тепла в атмосферу в процессе хозяйственной деятельности особенно существенны на теплоцентралях, на нефтепромыслах при сжигании попутного газа, на металлургических комбинатах. В городах поток тепла от коммуникаций и зданий повышает температуру воздуха на несколько градусов.

Эффект антропогенного воздействия на тепловой баланс геосистем существенным образом проявляется лишь на локальном (реже региональном) уровне, особенно в мегаполисах, где средние годовые температуры на 1–2 °С, а зимние температуры на 3–5 °С выше, чем в их окрестностях. Над крупными городами из-за повышенного содержания аэрозолей в атмосфере выпадает больше осадков. На берегах больших водохранилищ лето становится прохладнее, а осень и зима теплее, уменьшается амплитуда годовых температур.

Создание полезационных лесополос в лесостепных и степных районах приводит к снижению скорости ветра, температуры воздуха и испарения, повышению относительной влажности, увеличению мощности снежного покрова, а соответственно и влагозапаса в почвогрунтах.

Изменение химического состава атмосферы, заметно ускорившееся в последние десятилетия, выражается, в частности, в увеличении содержания в атмосфере так называемых «парниковых газов» – углекислого газа, метана, фреонов и др. Следствием этого процесса является повышение средней температуры воздуха у земной поверхности, составившее за последние 100 лет около 0,5 °С и получившее название «глобального потепления».

С процессом глобального потепления связаны и региональные климатические изменения на территории России. Так, последние десятилетия характеризовались для ЕЧР некоторым понижением летних температур воздуха (в среднем на 0,5 °С), а для азиатской части страны – значительным повышением зимних температур (на 2–3 °С); отмечался рост годовых сумм осадков (на 5–10 %). Вместе с тем климат стал менее устойчивым: выросла повторяемость избыточно влажных и засушливых лет.

Нарушение биологического круговорота веществ. Биота, как правило, во все времена подвергалась наиболее существенному преобразованию. Естественная растительность, особенно на Русской равнине в зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов и в лесостепи, в основном уничтожена и замещена посевами культурных растений или вторичными растительными группировками. Замена естественных растительных сообществ как продуцента первичной биомассы культурными растениями сопровождается изменением био-

логического и геохимического круговорота веществ. С урожаем культурных растений ежегодно из почвы изымаются азот, фосфор, калий, кальций. Осенью после уборки урожая и весной до появления всходов из почвы на наклонных поверхностях происходит дополнительный смыв зольных элементов и гумуса. Внесение минеральных и органических удобрений не везде и не всегда компенсирует эти потери.

Техногенная миграция химических элементов в геосистемах – одно из самых специфических проявлений антропогенного воздействия на ландшафты. В состав горных пород, извлекаемых при добыче полезных ископаемых и вовлекаемых в техногенный круговорот, входят практически все элементы Периодической системы Менделеева (за исключением искусственно созданных). В наибольших объемах извлекаются углерод, железо, алюминий, кальций, натрий, сера, калий, тяжелые металлы свинец, медь, никель, кобальт. Последующая переработка сырья, содержащего соответствующие элементы, сопровождается непреднамеренным введением их в геохимический круговорот. Часть техногенных элементов начинает свою миграцию в воздушной среде. В частности, при сжигании органического топлива в атмосферу поступают газы – CO_2 , CO , SO_2 , NO_2 , а также твердые продукты сгорания, часто содержащие свинец, медь, цинк, углерод. Последние попадают в почву, в поверхностные и грунтовые воды, вовлекаются в пищевые цепи.

Роль антропогенного фактора в изменении ландшафтов

В историческое время в связи с усиливавшейся от века к веку антропогенной нагрузкой региональные ландшафты испытали определенную трансформацию. В условиях нарастающего антропогенного прессинга наибольшее изменение претерпели относительно молодые и в то же время наиболее динамичные компоненты ПК – растительность и почвы. На значительных площадях сведены леса, а существующие порослевые и саженьные в центральной части Русской равнины имеют возраст, как правило, не более 90 лет и многократно горели. Распаханы и в той или иной мере эродированы почвы. Заметно изменился режим стока рек. В меньшей мере антропогенное воздействие сказалось на рельефе. Основные неровности сохранили свои особенности и лишь местами осложнены карьерами, отвалами, каналами, постройками. За пределами городов сохранила свои особенности литогенная основа. Не изменились и макроклиматические показатели. Локальные воздействия на водно-тепловой баланс земной поверхности путем изменения альбедо, режима испарения и стока проявились лишь в местном климате и пока существенно не сказались на его общих (планетарных) особенностях.

Необходимо учитывать неравнозначность ландшафтных компонентов. Часть из них – морфолитогенную основу и климат – можно отнести к первичным (ведущим) компонентам, другие – воду во всех ее видах, почвы, растительность, животный мир – к вторичным (зависимым от первичных). Трансформация вторичных компонентов в региональных геосистемах практически не влечет за собой изменений климата, а тем более рельефа и субстрата. Напротив,

наиболее существенные и устойчивые изменения в геосистемах происходят в результате преднамеренного или непреднамеренного преобразования первичных компонентов; их трансформация неизбежно влечет за собой кардинальные изменения в формировании стока, увлажнении поверхности, в растительности, почвах, животном мире.

Преобразование морфолитогенной основы геосистем, также как и климата, возможно пока лишь на локальном уровне – на уровне микро- и мезоформ рельефа, микро- и мезоклимата. Из этого следует, что существенные относительно устойчивые перестройки ландшафтов возможны лишь на уровне их морфологических частей.

Любая геосистема обладает определенной устойчивостью к внешним, в том числе и антропогенным, воздействиям и после нарушения равновесия, сложившегося в ходе ее естественной эволюции, стремится вернуться к исходному состоянию. Вместе с тем изменения в геосистемах, даже при снятии антропогенной нагрузки, не могут быть вполне обратимыми. В зависимости от характера, масштабов и продолжительности антропогенного воздействия геосистема переходит к новому относительно устойчивому равновесию между ее компонентами.

В тех случаях, когда антропогенная нагрузка превышает определенный предел, изменения морфологических частей ландшафта оказываются практически необратимыми. Это происходит при существенном изменении морфолитогенной основы, в частности, на территории городов, где естественный субстрат практически полностью заменяется на искусственный, нивелируется рельеф. Однако если соответствующее поселение в силу тех или иных причин перестанет существовать, то через определенное время (десятки–сотни лет) произойдет восстановление ПТК ранга фаций и урочищ, отвечающих соответствующим климатическим и геолого-геоморфологическим условиям.

В целом антропогенная трансформация ландшафтов представляет собой природный процесс, развивающийся по естественным законам. Любой антропогенно измененный ландшафт остается частью природы, и в нем продолжают действовать природные процессы. Созданные человеком искусственные формы рельефа развиваются по тем же законам, что и естественные; агроценозы функционируют так же, как и естественные фитоценозы; водохранилища и пруды развиваются так же, как и естественные водоемы; техногенная миграция химических элементов в геосистемах осуществляется по тем же законам, что и миграция природных элементов, и т.д.

На территории России, как и на Земле в целом, практически не осталось ландшафтов, которые не испытали бы прямого или опосредованного антропогенного воздействия. Все современные ландшафты в той или иной мере антропогенно трансформированы. В настоящее время нет общепринятой меры для ранжирования ландшафтов по степени их антропогенного изменения.

Для сравнения ландшафтов по этому признаку обычно используют метод приближенных экспертных оценок, позволяющий подразделить их на несколько групп. В частности, А.Г. Исаченко предлагает четырехступенчатую шкалу

антропогенного изменения ландшафтов, вполне адекватно отражающую реальную ситуацию ⁶¹:

1. Условно измененные (первобытные) ландшафты, не подвергшиеся непосредственному хозяйственному использованию и воздействию, в которых можно обнаружить слабые следы косвенного воздействия.

2. Слабоизмененные ландшафты, подвергшиеся преимущественно экстенсивному хозяйственному воздействию (охота, рыбная ловля, выборочная рубка леса), которое частично затронуло лишь отдельные вторичные компоненты, но основные природные связи при этом не нарушены, изменения имеют преимущественно обратимый характер.

3. Нарушенные (сильно измененные) ландшафты, которые подверглись преднамеренному или непреднамеренному воздействию, затронувшему многие компоненты, что привело к существенному нарушению структуры, часто необратимому и неблагоприятному с точки зрения интересов общества, к развитию таких процессов, как обезлесивание, вторичная эрозия и дефляция, загрязнение вод, почв, атмосферы и т.д.

4. Культурные ландшафты, в которых структура рационально изменена и оптимизирована на научной основе в интересах общества.

К ландшафтам первой группы на территории России можно отнести ледяные и арктические пустыни на Северной Земле, высокогорные участки хребта Черского, Станового нагорья и Восточного Саяна.

Ландшафты второй группы занимают значительные площади как на платформенных равнинах, так и в горных областях. В равнинных областях слабоизмененные ландшафты сохранились в зоне тундры к востоку от Обской губы и в таежной зоне, преимущественно к востоку от Урала. В хозяйственную деятельность не вовлечены значительные площади горных сооружений на Северо-Востоке Сибири, в Становом хребте, Северобайкальском, Патомском, Олёкмо-Чарском и Становом нагорьях, в Саянах, на Алтае, на Полярном Урале.

Ландшафты третьей группы наиболее широко распространены на Русской равнине, в лесостепной зоне Западной Сибири и на юге Дальнего Востока. Небольшие площади они занимают в зонах тундры, лесотундры и тайги в Западной и Средней Сибири, на Северо-Востоке Сибири.

Культурные ландшафты на территории России пока не спроектированы и не созданы.

⁶¹ Исаченко А.Г. Теория и методология географической науки ...

ЧАСТЬ II. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР

ГЛАВА 4

МОРЯ, ОМЫВАЮЩИЕ БЕРЕГА РОССИИ

Берега России омывают 13 морей. Шесть из них принадлежит бассейну Северного Ледовитого океана, по три – бассейнам Атлантического и Тихого океанов. Еще одно море – Каспийское – по сути своей является самым большим на Земле озером.

4.1. МОРЯ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Моря Северного Ледовитого океана – Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское – располагаются между 70 и 80° с. ш. Относительно более южное положение (64–68° с. ш.) занимает Белое море.

Общими чертами морей Арктического бассейна является их положение в Заполярье, в пределах шельфа Евразии – крупнейшей в мире материковой отмели. Все они, за исключением Белого моря, относятся к типу окраинных и геологически молоды. Арктические острова, выступающие над водой, представляют собой возвышенные участки шельфа.

Скрытая под водами арктических шельфовых морей часть материка Евразии имеет сложное геологическое строение. Здесь расположены как самостоятельные, присущие только ей геологические структуры, так и структуры, располагающиеся частично в пределах примыкающей с юга суши. Белое море и юго-западная часть Баренцева моря располагаются в пределах древней Восточно-Европейской платформы, юго-восточная часть Баренцева моря – на эпибайкальской Печорской плите, северные части Баренцева и Карского морей – на эпикаледонской Баренцево-Карской платформе. В наиболее изученной части последней, на архипелаге Земля Франца-Иосифа, осадочный чехол сложен мезокайнозойскими породами. Верхнепалеозойские отложения имеют здесь ограниченное распространение. Юго-западная часть Карского моря располагается на эпигерцинской Западно-Сибирской плите. Архипелаг Новая Земля и остров Вайгач входят в состав Урало-Новоземельского герцинского складчатого пояса. Юго-восточная часть Карского моря приурочена к Таймырско-Североземельской складчатой области, включающей разновозрастные структурные комплексы (от протерозойских до мезо-кайнозойских). Шельф в юго-западной части моря Лаптевых представляет собой участок Верхоянской мезозойской складчатой зоны, а в восточной части моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря – Колымского срединного массива. Восточные части Восточно-Сибирского и Чукотского морей располагаются на мезозойских складчатых структурах.

Арктический шельф, подковообразно окаймляющий глубоководный арктический бассейн, со стороны океана ограничивается бровкой материкового склона. На меридиане устья реки Мезени ширина его достигает 1700 км, на меридиане устья Оби шельф сужается до 1000 км, а у восточного побережья полуострова Таймыр – до 250 км. В восточном секторе Арктики ширина шельфа в целом меньше, чем в пределах Баренцева и Карского морей, лишь на меридианах устьев Яны и Индигирки ширина его достигает 700–800 км.

На арктическом шельфе в рельефе выделяются системы меридиональных желобов, тяготеющих к внешнему его краю, а также депрессий субширотного, северо-восточного и северо-западного простираения, располагающихся в разных частях шельфа. К западу от Земли Франца-Иосифа от бровки шельфа протягивается меридиональный желоб Франц-Виктория глубиной до 430 м, к востоку от Земли Франца-Иосифа от бровки шельфа почти до северной оконечности Новой Земли идет желоб Святой Анны глубиной 500–700 м. Западнее острова Шмидта в архипелаге Северная Земля в краевой части шельфа располагается желоб Воронина. В средней и южной частях шельфа в Баренцевом море четко выделяется субширотная Нордкапская ложбина, вытянутая с юго-запада на северо-восток, в Карском море – Восточно-Новоземельский желоб северо-восточного простираения, субмеридиональная ложбина Бегичева в море Лаптевых, субмеридиональный желоб Мод в Восточно-Сибирском море и субширотная ложбина Хоуп в Чукотском море. Желоба и ложбины чередуются с относительно приподнятыми блоками, глубина моря над которыми составляет 50–150 м. Это Центральное Баренцево, Канинско-Колгуевское и Северное Новоземельское плато в Баренцевом море, Ямал-Гыданская отмель и Центральное Карское плато в Карском море, поднятие в районе Новосибирских островов, поднятие в районе островов Врангеля и Геральд.

На шельфе – низменной периферийной окраине материка, то затопленной морями, то представлявшей собой сушу, фиксируются как субаквальные, так и субаэральные формы рельефа экзогенного происхождения. К субаэральному рельефу, в частности, относятся формы и комплексы форм флювиального и ледникового происхождения. Флювиальный рельеф развит в приустьевых участках североевропейских и сибирских рек – Печоры, Оби, Енисея, Лены, Индигирки, Колымы и ряда относительно более мелких рек. Подводные продолжения этих долин протягиваются далеко на север (в пределах Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых – до бровки шельфа). По всему лаптево-чукотскому шельфу, который в последний раз был затоплен всего несколько тысяч лет назад, фиксируется густая эрозионная сеть. Рельеф ледникового (и водно-ледникового) происхождения обычен в Баренцевом и Карском морях, где отмечаются как экзарационные, так и аккумулятивные образования.

Последняя трансгрессия, затопив шельф, привела субаэральный рельеф в резкое противоречие с динамическими условиями морской среды. Как следствие, сохранился он лишь там, где не попал в зону волнового воздействия и не оказался погребенным под толщей голоценовых донных осадков.

Моря Северного Ледовитого океана находятся под влиянием Полярного, Сибирского, Исландского и Алеутского центров атмосферного давления, влияние которых обуславливает сезонные особенности синоптических процессов над ними. Зимой циклоническая деятельность развита над Баренцевым и Чукотским морями. На Баренцево море циклоны перемещаются с Атлантического океана, а на Чукотское – с Тихого океана. При этом происходит резкая смена погоды, ветер усиливается до штормового. Над Карским, Лаптевых и Восточно-Сибирским морями, как и над материком, в это время преобладает антициклоническая морозная погода со слабыми ветрами. В полярную ночь радиационный баланс отрицательный (от минус 1,5 до минус 2 ккал/см² мес.). В это время года к поверхности льда поступает тепло от воды. Суммарная теплоотдача океана в приатлантическом секторе составляет в среднем 1 ккал/см²мес., восточнее – 0,3 ккал/см² мес. Однако, поскольку тепла расходуется больше, чем поступает к поверхности, происходит сильное охлаждение ледяной поверхности и прилегающей к ней толщи воздуха ⁶².

Верхние слои воды зимой на 30–32 °С теплее воздуха. Несмотря на то, что ледяной покров затрудняет поступление тепла от воды к поверхности, температура воздуха над морем Лаптевых и Восточно-Сибирским морем на 8–10 °С выше, чем в более южных широтах – на материке. Атмосферные осадки зимой выпадают часто, но в небольшом количестве. Месячные суммы их не превышают 15 мм в приатлантическом районе и 10 мм в притихоокеанском. Еще меньше осадков выпадает на участке от Северной земли до острова Врангеля. Циклоны, приходящие с севера Атлантики, вызывают сильные снегопады, резкие смены погоды, увеличение влажности и частые сильные ветры. Температура воздуха при этом повышается до (–10...–12) °С. Часты туманы. Изменение метеорологического режима начинается в марте–апреле, после появления солнца над горизонтом. Радиационный баланс становится положительным лишь в мае и сохраняется до сентября. Продолжительность бесснежного периода – от нуля дней на северной границе морей до 80 дней у их южных берегов.

Летом над всеми арктическими морями метеорологический режим весьма однороден, что связано с наличием полярного дня и преобладающим пасмурным состоянием неба, покрытого сплошной слоистой или слоисто-кучевой облачностью, а также с частыми туманами.

Продолжительный полярный день обеспечивает в июне суммарную радиацию на уровне 17–18 ккал/см² мес., что равно ее значению на юге Русской равнины. Радиационный баланс летом над льдами составляет 2–3 ккал/см²мес., и это тепло в основном затрачивается на таяние льда. В результате температура воздуха даже в июле–августе в северной части морей над термически однородной подстилающей поверхностью (тающий лед) близка к нулю градусов. Южнее, над свободной от льда поверхностью, температура воздуха повышается до (+3...+5) °С. Осадков летом выпадает немного, преимущественно в августе, до 25 мм. Выпадают они в виде либо морозящего дождя, либо снега.

⁶² Мячкова Н.А. Климат СССР ...

Льды круглогодично присутствуют во всех арктических морях. Зимой только западная часть Баренцева моря, где сказывается влияние теплого Нордкапского течения, свободна от льда. Зимой у берегов и вокруг островов образуется молодой неподвижный лед – это береговой припай, ширина которого на разных участках меняется от десятков до сотен километров. Самый широкий припай образуется в мелководном Восточно-Сибирском море. За полосой припайных льдов располагаются дрейфующие многолетние льды толщиной до 3 м и более (в местах их торошения). Еще севернее распространен арктический пак – почти сплошной массив многолетних льдов. На ряде участков, там, где преобладает вынос льда, за полосой припая формируются зимние полыньи шириной в десятки и даже в сотни километров (Сибирская полынья в Восточно-Сибирском море). Над полыньями зимой теплее, чем над ледяными полями. Летом площадь льдов сокращается, однако кромка паковых льдов даже в августе не уходит за пределы морей. Массивы дрейфующих и припайных льдов сохраняются во всех арктических морях, за исключением Баренцева.

Гидрологический режим арктических морей определяется поступлением в них вод Атлантического и Тихого океанов, а также выносом большого объема пресных вод реками с материка. Реки ежегодно приносят в арктические моря 2340 км³ пресной воды, что определяет снижение солености воды в прибрежной части морей до 20 ‰ и менее. Основная часть пресных вод с материка (до 80 %) поступает в моря летом. Смешивание относительно менее плотных пресных речных вод с водами, поступающими из Атлантического и Тихого океанов, приводит к образованию поверхностных арктических вод, характерными особенностями которых являются большие годовые амплитуды температур (до 10 °С) и соленость до 20 ‰. Под ними располагаются глубинные воды с температурой от минус 1,6 до минус 1,8 °С и соленостью от 32 до 35 ‰.

Для морей Северного Ледовитого океана характерен циклонический круговорот вод с запада на восток вдоль материкового побережья и в обратном направлении на их северной периферии. Вокруг островов обычны течения, направленные по часовой стрелке.

Баренцево море – самое западное из арктических морей, омывающих берега России. Располагается оно между материковой сушей, архипелагами Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и островом Медвежий. В этих границах площадь моря составляет около 1400 тыс. км². Средняя его глубина равна 229 м, наибольшая – 600 м, объем водной массы – 322 тыс. км³. Юго-восточная часть моря, расположенная между островом Колгуев, юго-западной частью Новой Земли и материковой сушей, называется Печорским морем⁶³.

Юго-западная часть Баренцева моря расположена в пределах древней Восточно-Европейской платформы, северная часть – на эпипалеозойской плите, Печорское море – на эпибайкальской плите. В рельефе дна выделяется система депрессий и повышенных участков. Западная часть моря глубже, чем центральная и восточная. Сюда свободно проникают атлантические воды. Печорское море мелководное, его глубина составляет 50–100 м.

⁶³ Берега / сост. П.А. Каплин, О.К. Леонтьев, С.А. Лукьянова, Л.Г. Никифоров. М. : Мысль, 1981. 479 с.

Современные берега Баренцева моря весьма разнообразны. Мурманское побережье в пределах Кольского полуострова, за исключением полуостровов Рыбачий и Средний, а также острова Кильдин, где с поверхности горизонтально залегают осадочные и метаморфические породы, сложено кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитами архейского возраста. Толща архейских пород раздроблена системой разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Крупный разлом, протягивающийся с северо-запада на юго-восток, определяет общее простирание Мурманского побережья, а разломы северо-восточного простирания – фиордовое расчленение побережья. К северо-западу от Кольского залива преобладают берега с ледниково-тектоническим расчленением (фиордовые и фиардовые), юго-восточнее – сбросовые. Берега Печорского моря выработаны преимущественно в толще морских плейстоценовых отложений. Здесь чередуются участки дельтовых, абразионных (в том числе термоабразионных в Чешской губе) и абразионно-аккумулятивных берегов. Берега острова Колгуев термоабразионные и абразионно-аккумулятивные; берега Новой Земли – фиордовые и фиардовые, на севере термоабразионные, а на юге аккумулятивные⁶⁴. Берега островов, входящих в архипелаги Земля Франца-Иосифа и Шпицберген, также преимущественно фиордовые и фиардовые, местами абразионно-аккумулятивные бухтовые.

Климатические условия Баренцева моря неоднородны. Его северная часть расположена в арктическом климатическом поясе, а южная – в субарктическом. Примерно 30 % акватории моря, примыкающей к мурманскому побережью, свободна от льда даже зимой, что связано с поступлением с севера Атлантики относительно теплого воздуха и наличием теплого Нордкапского течения. В холодное время года через Баренцево море с запада на восток, вдоль арктического фронта, перемещаются циклоны. Относительно теплый воздух, поступающий из районов Северной Атлантики, проходя над свободной от льда поверхностью воды, не только не охлаждается в нижних слоях, но даже дополнительно получает тепло, так как температура воды здесь достигает +2 °С. Средняя температура воздуха в январе–феврале на западе Баренцева моря равна (–4...–6) °С, на востоке – до минус 10 °С. Над свободной от льда водной поверхностью обычны туманы. Летом над Баренцевым морем развиваются антициклоны, пути циклонов проходят южнее. Средние температуры июля повышаются от +3 °С на севере до +10 °С на юго-западном побережье. Годовые суммы осадков уменьшаются с юго-запада на северо-восток от 450 до 300 мм. В отличие от других арктических морей, омывающих берега России, климат Баренцева моря умеренно холодный, влажный⁶⁵.

Гидрологический режим Баренцева моря определяется взаимодействием водных масс с различными свойствами: теплых атлантических, холодных арктических, холодных местных и в меньшей мере теплых речных. С речным стоком в море поступает всего около 160 км³ пресной воды в год. Атлантические воды поступают в Баренцево море в виде Нордкапского течения со скоростью до 8 км/сут. Общий приход их достигает 74000 км³/год. Большая часть этих вод поворачивает на север и выносится обратно в Норвежское море, меньшая дви-

⁶⁴ Берега ...

⁶⁵ Мячкова Н.А. Климат СССР ...

жется вдоль берегов Кольского полуострова на восток. Из-за наличия неровностей дна теплое течение разбивается на ряд струй, возбуждающих круговые течения в западной, центральной и восточной частях моря, вода в которых движется против часовой стрелки. Вдоль южных берегов Земли Франца-Иосифа отмечается холодное течение, направленное из Баренцева моря в Норвежское. Таким образом, воды Баренцева моря постоянно находятся в движении и хорошо аэрируются, что обеспечивает необходимые условия для развития организмов.

Температура воды в Нордкапском течении на входе его в Баренцево море летом у поверхности равна (+8...+9) °С, на меридиане мыса Канин Нос – (+1...+3) °С. В западной части моря вся толща воды до дна имеет положительную температуру. В центральной его части положительные температуры отмечаются до глубины 20–30 м, ниже температура воды отрицательная. В северо-восточной части моря даже на поверхности температура воды составляет (–1...–1,5) °С. Зимой в западной части моря, в пределах Нордкапского течения, температура воды (+3...+4) °С, восточнее – ниже нуля.

Соленость вод Баренцева моря в западной его части составляет 35 ‰, в восточной – 34 ‰, в Печорском море – 32 ‰.

Флора и фауна Баренцева моря богаче по сравнению с другими морями Арктического бассейна. Зообентос, являющийся кормом донных рыб, состоит из 1800 видов: это ракообразные, моллюски, губки, мшанки, иглокожие. Наиболее продуктивны юго-западная и юго-восточная части моря. Фитобентос представлен бурыми, зелеными и красными водорослями. Биомасса зоопланктона на отдельных участках достигает 6–8 г/м³. Наличие богатой кормовой базы обеспечивает значительное разнообразие ихтиофауны. В Баренцевом море обитает 114 видов рыб, в том числе треска, пикша, сельдь, морской окунь, зубатка, камбала, навага, сайда, салака, семга, сиг, ряпушка. На льдах северных районов моря встречается белый медведь, у кромки льда – кольчатая нерпа, морской заяц, гренландский тюлень. Обычны зубатые киты – касатка, белуха, нарвал.

Белое море – единственное из морей, омывающих берега России, которое полностью входит в состав ее территории. Это одно из самых маленьких морей мира. Площадь его равна около 90 тыс. км², средняя глубина 60 м, максимальная глубина 330 м, объем воды 5400 км³. Граница, разделяющая Белое и Баренцево моря, условно проводится по линии Канин Нос – Святой Нос.

В Белом море выделяют несколько частей: Воронка моря, Горло моря, центральная часть бассейна, Мезенская губа, Двинская губа, Онежская губа, Кандалакшский залив.

Воронка моря (от линии Канин Нос – Святой Нос до Полярного круга), мелководна, с большим количеством мелей-«кошек». В Горле Белого моря глубины больше – 30–50 м. Центральная часть бассейна еще глубже – более 100 м. Наибольшей глубины, до 330 м, достигает Кандалакшский залив. Мезенская, Двинская и Онежская губы мелководны (5–30 м).

Белое море частью своей находится на северо-восточной окраине Балтийского щита, частью – в пределах древней Восточно-Европейской платформы, где архейско-нижнепротерозойский фундамент уходит под недислоцированные толщи осадочных пород нижнего и среднего палеозоя.

Своеобразие конфигурации Белого моря определяется структурным планом Балтийского щита, в частности, расположением синклиналиев, антиклиналий и зон крупных разломов северо-западного и меридионального простирания. В плейстоцене котловина моря испытывала воздействие ледников.

Все берега Белого моря, в отличие от берегов других морей, имеют собственные названия⁶⁶: берег южной части Кольского полуострова называется Кандалакшским, участок между городами Кандалакша и Кемь – Карельским, от Кеми до устья реки Онеги – Поморским, от устья Онеги до мыса Усть-Наволок – Онежским, южный берег Двинской губы – Летним берегом, от устья Северной Двины до мыса Воронов – Зимним берегом. Берега Мезенской губы носят названия Абрамовский (южный) и Конушинский (восточный). Далее на север протягивается Канинский берег.

Кандалакшский, Карельский и Поморский берега сложены в основном магматическими и метаморфическими породами Балтийского щита и отличаются интенсивным расчленением. Их относят к фиардово-шхерному типу⁶⁷. Фиардовые заливы ледниково-тектонического происхождения чередуются здесь с мелким скалистыми островами – «лудами», являющимися аналогами шхер. Южная часть побережья Белого моря снижена. Берега здесь представляют собой сглаженные ледниками скальные поверхности, постепенно уходящие под урез воды, местами с россыпями глыб и валунов.

Онежский, Летний и Зимний берега в большей своей части относятся к абразионно-аккумулятивному типу. Здесь преобладают аккумулятивные берега с отмершим клифом, окаймленные широкими пляжами.

Абрамовский и Конушинский берега Мезенской губы преимущественно абразионные. В разрушении берегов, сложенных рыхлыми плейстоценовыми отложениями, существенную роль играют высокие приливы, возбуждающие сильные вдольбереговые течения и активный вынос продуктов размыва в Воронку Белого моря. К абразионному типу относится и Канинский берег⁶⁸.

В Белом море много островов, особенно в Онежской губе. При входе в Онежскую губу располагаются Соловецкие острова, на входе в Мезенскую губу – остров Моржовец. В Двинской губе находится большой остров Мудьюгский (Мудьюг).

Климат Белого моря во многом определяется его положением. Средние температуры воздуха в январе – от минус 10 °С в северной его части до минус 14 °С на южном побережье. Средние температуры июля изменяются соответственно от +8 до +13 °С. Для весны и в первой половины лета характерны густые туманы, особенно в Горле и в центральной части моря. Осенью обычны штормы. Годовая сумма осадков составляет около 500 мм, 70 % из них выпадает летом.

Волнения, возбуждаемые штормовыми ветрами, ограничиваются малыми размерами моря. Самые высокие волны достигают 3–4 м. Зыбь для Белого моря не характерна.

⁶⁶ Берега ...

⁶⁷ Там же.

⁶⁸ Там же.

В Белое море впадают многие десятки рек, самыми значительными из которых являются Северная Двина, Мезень, Онега. Реки выносят в море около 215 км^3 пресной воды, однако соленость моря при этом довольно высока. Пресная, менее плотная, вода, поставляемая реками, ветровыми течениями выносится в Баренцево море, а компенсирует ее приток соленых вод Баренцева моря. В центральной части моря поверхностные воды имеют соленость 25–26 ‰, глубинные – 30–31 ‰. В Онежской, Двинской и Мезенской губах соленость меньше. Летом также резко различаются температуры поверхностных и глубинных вод. В поверхностном слое до глубины 10 м вода иногда прогревается до $+15 \text{ }^\circ\text{C}$, а на глубинах более 50 м температура ее отрицательная – минус $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$.

Льдообразование начинается в конце октября, вначале в вершинах заливов, затем распространяется в центральную часть моря. В вершинах заливов образуется неподвижный лед – припай, в центральной части моря, в его Горле и Воронке неподвижных льдов нет. Здесь обычны плавучие ледяные поля и битый лед, которые под действием приливно-отливных течений и ветра постоянно находятся в движении. Тают льды в апреле–мае. Значительная часть льда выносится в Баренцево море. К началу льдообразования температура воды у поверхности, как и на глубине, становится отрицательной. Соленость воды у поверхности повышается и выравнивается по глубине.

Белое море отличается большими приливами. Приливная волна входит в него из Баренцева моря. В Воронке Белого моря и особенно в Мезенской губе, высота сизигийного прилива изменяется от 4,5 до 7 м, а в вершине губы достигает 10 м. В центральной части моря высота приливов – около 1 м, а в вершинах губ она увеличивается до 2–3 м. С приливами связаны мощные приливно-отливные течения, скорость которых в Воронке и Горле, а также в Мезенской губе достигают 2,8 км/ч. Велика роль ветровых сгонов и нагонов воды. При нагонах, вызываемых северо-западными и северо-восточными ветрами, уровень воды в губах повышается на 0,5–1,0 м; при сгонах, связанных с юго-западными ветрами, понижается на 0,5–0,7 м.

Флора и фауна Белого моря являются производными от баренцевоморских, но значительно беднее. Здесь всего 57 видов ихтиофауны. Это связано как с относительной молодостью моря, так и с менее благоприятными, чем в Баренцевом море, условиями – пониженной соленостью, низкими температурами воды на глубинах более 50 м, суровостью зимы, наличием ледяного покрова в течение 5–7 месяцев. В хорошо прогреваемом верхнем слое воды в летнее время преобладают бореальные флора и фауна, глубже 50 м – арктическая.

Карское море. Граница моря на западе проходит по восточным берегам острова Вайгач, Новой Земли и далее на север по линии, соединяющей мыс Желания на Новой Земле и остров Грэм-Белл – самый восточный из островов в архипелаге Земля Франца-Иосифа. Восточной границей моря служат западные берега Северной Земли. Северная граница проходит примерно вдоль бровки шельфа, южной границей является берег материковой суши. Площадь моря – 883 тыс. км^2 , средняя глубина – 118 м, максимальная – 620 м, объем воды – 104 тыс. км^3 . С морем Лаптевых Карское море сообщается через проливы Вилькицкого, Шокальского, Красной Армии, с Баренцевым – через проливы Югорский Шар, Карские Ворота, Маточкин Шар и пролив, разделяющий Новую Землю и Землю Франца-Иосифа.

Рельеф дна Карского моря неоднороден. Вдоль Новой Земли на 800 км протягивается Новоземельская впадина шириной до 60 км и глубиной до 540 м, которая к северу от мыса Желания продолжается желобом Святой Анны с глубинами от 400 до 620 м. Восточнее располагаются вытянутые в меридиональном направлении Центральное Карское плато и Ямал-Гыданская отмель с глубинами менее 100 м и многочисленными островами – Ушакова, Визе, Уединения, Арктического Института, Свердруп, Вилькицкого и другими. Между Центральным Карским плато и Северной землей находится желоб Воронина с глубинами до 500 м.

Материковый берег Карского моря сильно изрезан. Глубоко в пределы суши вдаются многочисленные заливы – Байдарацкая губа, Обская губа с Тазовской губой, Енисейский залив, Пясинский залив, Таймырский залив, залив Толя, разделенные полуостровами, в том числе такими крупными, как Ямал, Тазовский, Гыданский. Почти вдоль всего побережья с поверхности залегают позднеплейстоценовые и голоценовые песчано-глинистые морские, а в местах впадения рек – аллювиально-морские, голоценовые отложения. От Югорского Шара до Енисейского залива преобладают термоабразионные берега в мерзлых позднеплейстоценовых и голоценовых толщах, чередующиеся с аккумулятивными пляжевыми, местами с отмершими клифами и причлененной современной морской террасой⁶⁹. От Енисейского залива до Пясинского залива тянется абразио-денудационный берег. Берега Таймыра экзарационные и шхерные. Берега Новой земли фиордовые и фиордовые, местами термоабразионные и аккумулятивные. Берега Северной Земли фиордовые (острова Большевик, Октябрьской Революции), ледяные, образованные стекающими в море ледниками (острова Шмидта, Комсомолец), абразионно-аккумулятивные на участках прибрежных низменностей.

Юго-западная часть Карского моря расположена в атлантической области субарктического пояса, остальная (большая по площади) часть – в атлантической области арктического пояса⁷⁰. Для Карского моря в зимнее время обычна адвекция относительно теплого воздуха с северной Атлантики. Она происходит по южной и юго-восточной периферии обширных циклонов с центрами над севером Баренцева моря. После прохождения атлантических циклонов в тыл поступает холодный арктический воздух. Адвекция теплого воздуха сопровождается резким повышением температуры, усилением ветра, снежными бурями и штормами. Преобладают юго-западные и северо-восточные ветры со скоростями 6–10 м/с. В 5–10 % случаев скорость ветра превышает 16 м/с. Орографические препятствия усиливают ветер. На карском побережье Новой Земли наблюдается бора со скоростями ветра до 50 м/с. Средняя температура января от минус 20 °С до минус 30 °С с периодическим повышением в юго-западной части моря до положительных значений. В теплое время года для Карского моря также характерен циклогенез, что определяет частую смену воздушных масс, сильные ветры, облачность. Средняя температура воздуха в июле-августе в разных районах моря составляет от +5 до минус 1 °С. Среднегодовые температуры воздуха повсюду отрицательные и меняются от минус 7 °С вблизи Югорского Шара до минус 15 °С у западных берегов Северной Земли. Среднегодовое количество осадков – 400–300 мм.

⁶⁹ Берега ...

⁷⁰ Мячкова Н.А. Климат СССР ...

Течения в Карском море циклонического типа. Приливы и отливы имеют правильный полусуточный характер. Высота их в основном не превышает 0,5 м. Только в заливе Толя они достигают 1 м.

Температура и соленость воды в значительной мере определяются стоком сибирских рек Енисея и Оби и других менее многоводных водотоков. Все они ежегодно вливают в море около 1315 км³ пресной воды. Пресные, относительно теплые речные воды из-за своей меньшей, чем у соленой воды, плотности, растекаются по поверхности Карского моря слоем в 10–20 м. В этом слое сказываются сезонные изменения температуры воздуха. С глубины 50 м почти повсеместно, за исключением приустьевых участков рек, температура воды ниже 0 °С. В желобах Святой Анны, Воронина и в Новоземельской впадине на глубинах 150–300 м отмечается прослойка атлантических вод с температурой до +2,5 °С. Воды мелководья в южной части моря летом нагреваются до (+5...+7) °С, а иногда и больше. Они имеют низкую соленость (3–10 ‰), и высокую мутность. По мере продвижения к северу соленость вод постепенно увеличивается до 32–34 ‰. На глубинах более 50 м соленость воды везде достигает 34 ‰, а в желобе Святой Анны на глубинах 200–300 м – 35 ‰.

Льдообразование на море начинается в сентябре. Вдоль материкового берега и островов образуется припай шириной до 5 км и более. У берегов Новой Земли ширина припая достигает десятков километров. Заливы замерзают полностью. В остальной части моря под влиянием течений и сильных ветров льды всю зиму находятся в движении. При этом часто происходит их торошение, образуются мощные торосы толщиной до 20 м. Садясь на мель, такие торосы, а также айсберги с Новой Земли образуют неподвижные поля льда – «стамухи». Таяние льдов начинается в июне и затягивается до августа.

Фауна и флора Карского моря беднее, чем Баренцева. Здесь водится лишь 54 вида рыб, в том числе омуль, муксун, ряпушка, корюшка, навага, сайда, нельма. Есть морские млекопитающие – нерпа, морской заяц, морж. Обычен белый медведь.

Море Лаптевых на западе ограничено архипелагом Северная Земля, на востоке Новосибирскими островами, а к северу от острова Котельный – 139-м меридианом. Северная его граница проводится по линии, идущей от крайней северной точки острова Комсомолец (81°17' с. ш.) на восток до пересечения с меридианом 139° в. д. примерно по 80° с. ш. Южной границей моря является побережье материковой суши от мыса Святой Нос в проливе Дмитрия Лаптева до вершины Хатангского залива, юго-западной – побережье Таймыра. В этих границах площадь моря составляет около 650 тыс. км². Средняя глубина – 519 м, наибольшая – 2980 м, объем воды – 338 тыс. км³. Северная часть моря находится на материковом склоне, крутизна которого местами достигает 15–18°, а глубины – 2000–2980 м. Южная, бо́льшая по площади часть моря расположена на шельфе, где преобладают глубины менее 50 м. В восточной части моря глубины не превышают 25 м. Особенно мелководны все заливы в южной части. На мелководье отслеживаются затопленные участки долин рек Анабар, Оленёк, Лена, Яна, впадавших ранее в море на 200–250 км севернее, чем сейчас. Материковое побережье сильно изрезано. В его

пределах располагаются многочисленные заливы (губы) – Хатангский, Анабарский, Оленёкский, Янский, губа Буор-Хая с бухтой Тикси. В море впадают крупные реки: Хатанга, Анабар, Оленёк, Лена, Яна. Лена в своем устье образует обширную, около 28,5 тыс. км², дельту. Обширную дельту (5300 км²) сформировала в своем устье и река Яна.

В пределах полуострова Таймыр преобладают берега ледниково-тектонического расчленения. Южный берег моря на большей его части сложен мерзлыми морскими, аллювиально-морскими, аллювиальными и озерно-аллювиальными осадками, которые отличаются большой льдистостью, в связи с чем широкое развитие здесь получили термоабразионные берега. В устьях Лены и Яны берега дельтовые. Западные берега Новосибирских островов термоабразионные, абразионно-денудационные. Восточные берега островов Северной Земли фиордовые и фиардовые, местами ледяные, абразионно-денудационные и термоабразионные.

Климат моря Лаптевых на всей его площади арктический, холодный, со среднегодовой температурой (–13...–15) °С⁷¹. Сюда редко доходят циклоны с Атлантики. Зимой море находится под влиянием Азиатского максимума. В это время здесь преобладают холодные континентальные и арктические воздушные массы. Средние январские температуры – от минус 28 до минус 32 °С, причем на южном побережье температура ниже, чем над центральной частью, что связано с выносом в этот район холодного (с температурой ниже минус 35 °С) воздуха континентального происхождения из Якутии. Зима здесь длится 9–9,5 месяца. Минимальные температуры достигают минус 55 °С.

Летом в северной части моря преобладает антициклональный режим, в южной части усиливается циклоническая деятельность на арктическом фронте. Преобладают ветры северных румбов. Температура воздуха с севера на юг в июле повышается от минус 2 до +4 °С. За год выпадает 200–300 мм осадков, преимущественно летом в виде дождя, иногда в виде снега.

Гидрологические особенности моря Лаптевых определяются спецификой основных водных масс и погодными условиями. Северную часть моря до глубины 100 м занимают арктические воды с температурой (–1,5...–1,8) °С и соленостью до 32 ‰. На глубинах 100–300 м располагаются атлантические воды с температурой (+0,6...+1,3) °С и соленостью 35 ‰. Под ними залегают глубоководные арктические воды с температурой (–1...–1,5) °С и соленостью до 35 ‰. В южной мелководной части моря температура и соленость воды в основном определяются стоком рек, в сумме составляющим более 700 км³. В дельте Лены соленость не превышает 5 ‰. Такая же соленость в губе Буор-Хая. В Анабарском заливе соленость воды – до 10 ‰.

Поверхностные течения в море Лаптевых имеют циклонический характер и образуют один большой круг. Летом этот круговорот определяется речным стоком, формирующим мощную струю шириной до 200 км, которая идет на север вдоль западных берегов Новосибирских островов, и северо-восточными ветрами, возбуждающими холодное течение в западной части моря. Температура воды летом в восточной части моря и в заливах при отсутствии льда достигает

⁷¹ Мячкова Н.А. Климат СССР ...

+8 °С, иногда +12 °С, в западной его части +5 °С. Зимой температура воды примерно соответствует температуре ее замерзания при данной солености (от минус 1 до минус 1,8 °С). Замерзает море в октябре, а тают льды в июне–августе.

Приливы полусуточные. В западной части моря Лаптевых они достигают высоты 2–3 м, в восточной – до 0,6 м. В восточной и юго-восточной частях моря, в частности в Янском заливе, отмечаются значительные, до 2–3 м, сгонно-нагонные колебания уровня моря. Во время сгонов значительные по площади участки заливов осушаются.

Флора и фауна моря Лаптевых в основном арктическая. Фитопланктон представлен диатомовыми водорослями, зоопланктон – инфузориями, веслоногими рачками и др. В зообентосе преобладают моллюски, многощетинковые черви. Ихтиофауна беднее, чем в Карском море, и включает всего 37 видов рыб, в том числе проходных и полупроходных. Здесь обитают голец, муксун, нельма, чир, в устьях рек – таймень, сиг, хариус, ряпушка. Морские млекопитающие представлены моржом, морским зайцем, нерпой, белухой. На льдах и островах водится белый медведь.

Восточно-Сибирское море расположено между Новосибирскими островами и островом Врангеля. Морскую границу на западе к северу от острова Котельный проводят по 139-му меридиану. На севере граница моря проводится примерно по бровке шельфа, на юге по материковому берегу моря. В этих границах площадь моря составляет 900 тыс. км², средняя глубина – 58 м, наибольшая – 155 м. Восточно-Сибирское море – самое мелководное из морей Арктического бассейна, омывающих берега России, оно целиком расположено на шельфе, имеющем слабый наклон к северо-востоку. Наиболее мелководны южная и западная части моря. Глубины здесь не превышают 25 м. Вблизи пролива Лонга глубина увеличивается до 50 м. Рельеф дна выровненный. Выделяются затопленные долины рек Индигирки, Колымы и других.

Береговая линия осложнена рядом обширных заливов и губ, в том числе Уомулахской, Хромской, Чаунской, Гусиной и Нольде. В море впадает несколько крупных рек – Хрома, Индигирка, Алазея, Колыма, Чаун и множество мелких ручьев. Реки Индигирка, Колыма и Алазея выносят более 26 миллионов тонн взвеси в год. Подводная часть берега предельно отмелая (уклоны не превышают 0,0005) и сложена преимущественно илами. К морю повсеместно подступают многолетнемерзлые породы. Берега моря преимущественно выровненные термоабразионные, местами с ветровыми осушками, в Чаунской губе в районе Певека – абразионно-денудационные⁷².

Климат Восточно-Сибирского моря арктический, холодный. Средняя январская температура – от минус 25 °С на юге до минус 30 °С на севере. Летом на побережье температуры составляют от 0 до +4 °С, на севере – от 0 до +1 °С. В отдельные дни на побережье температура может повышаться до +10 °С. Число пасмурных дней с мая по сентябрь – 20–28 в месяц. Обычны густые туманы. В июле–августе число дней с туманами в среднем составляет 15–17. Среднегодовое количество осадков – менее 200 мм, причем до 70 % их приходится на июнь–август. В летние месяцы осадки часто выпадают в виде снега.

⁷² Берега ...

Водные массы Восточно-Сибирского моря формируются из вод, поступающих из Арктического бассейна, из моря Лаптевых, из Чукотского моря, и (в меньшей мере) относительно теплых речных вод, общий объем которых достигает 260 км³. Температура и соленость воды в поверхностном слое меняются по сезонам и от места к месту. В августе у берега температуры воды достигают +4 °С, соленость – 20 ‰. На севере моря температура воды равна от 0 до минус 1 °С, а соленость – 28–31 ‰. На глубинах более 20 м температура воды отрицательная – (–1,4...–1,8) °С, соленость – более 30 ‰. В холодное время года температура воды в поверхностном слое близка к температуре ее замерзания при данной солености – (–1,2...–1,8) °С.

Восточно-Сибирское море отличается небольшой, менее 0,5 м, высотой полусуточных приливов. Лишь у островов Де-Лонга высота их достигает 1 м. Сгонно-нагонные колебания уровня воды в южной мелководной части достигают высоты 2–3 м.

Из моря Лаптевых через проливы Дмитрия Лаптева и Санникова в Восточно-Сибирское море происходит сток воды. Значительная ее часть, смешиваясь с речными водами, образует восточное вдольбереговое течение, которое прослеживается до пролива Лонга. В северной части моря отмечается перемещение воды с востока на запад. В западной, более распресненной, части моря образование льда начинается раньше, чем в восточной. Уже к ноябрю здесь формируется припай шириной до 300 км. В восточной части моря ширина припая не превышает 50 км. В летнее время в западной части из-за отепляющего действия рек льдов почти не бывает, в восточной льды присутствуют постоянно. В северной части моря за пределами берегового припая лед постоянно дрейфует, преимущественно с юго-востока на северо-запад. Зимой, в периоды, когда дуют сильные южные ветры, за краем берегового припая образуется полоса открытой воды – так называемая Сибирская полынья. При смене южных ветров на северные полынья закрывается, при этом образуются торосы высотой до 25 м.

Ихтиофауна Восточно-Сибирского моря относительно бедна. Здесь обычны ряпушка, омуль, муксун. В море водятся моржи, нерпы, белухи.

Чукотское море – самое восточное из морей, омывающих арктическое побережье России. Западной его границей служат остров Врангеля и меридиан 180° в. д., восточной – побережье Аляски и меридиан мыса Барроу. Северная граница проводится по бровке материкового склона. На юго-западе море ограничено побережьем Чукотки, на юге, в Беринговом проливе, его граница проводится по 66-му градусу северной широты. В этих границах площадь Чукотского моря равна 582 тыс. км², средняя глубина – 88 м, наибольшая – 180 м, объем воды – 51 тыс. км³.

Чукотское море полностью расположено на шельфе. На большей его части глубины не превышают 50 м. Дно относительно ровное. В центре моря находится банка Геральд с глубинами от 13 до 20 м.

В Чукотское море не впадает сколько-нибудь значительных рек, побережье слабо расчленено. Имеются только два относительно крупных залива – Коцебу и Колючинская губа, а также ряд скалистых мысов – Якан, Шмидта, Ванкарем, Сердце-Камень, нарушающих прямолинейность берега. Вдоль берега непрерывной

полосой от мыса Якан до мыса Идлидья протягиваются распресненные лагуны, отделенные от моря узкими песчаными косами. На отдельных участках берега сбросовые, термоабразионные, абразионно-аккумулятивные⁷³.

Чукотское море расположено в тихоокеанской части арктического пояса, отличающейся умеренно холодным климатом⁷⁴. В отличие от Восточно-Сибирского моря, зимой погода здесь менее устойчивая. Ветры северных румбов из-за влияния Тихого океана периодически сменяются южными. Это вызывает повышение температуры до (минус 5...+1) °С и обильные снегопады. Летом, когда преобладают южные ветры, на побережье периодически происходит заток холодного арктического воздуха, температура понижается до отрицательных значений, выпадает снег. Самый холодный месяц – февраль. Температура воздуха в это время составляет от минус 25 °С на севере до минус 20 °С на юге. Летом температура воздуха не превышает +4 °С, обычно она составляет (0...+2) °С. Среднегодовое количество осадков – от 250 мм на севере до 400 мм на юге.

Водные массы Чукотского моря формируются из относительно теплых и соленых тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив в основном в летнее время года в объеме 37 тыс. км³, из холодных относительно распресненных вод Восточно-Сибирского моря, вливающих через пролив Лонга, и холодных вод арктического бассейна. Речной сток не превышает 82 км³ и существенной роли не играет. Температура воды в верхнем слое на юге вблизи Берингова моря летом составляет (+3...+7) °С, а соленость – 35 ‰. У берегов Чукотки температура воды в августе не превышает (+2...+3) °С, а соленость относительно понижена и составляет около 30 ‰. На севере моря температура воды – около 0 °С, соленость – 34 ‰. Зимой температура воды в поверхностном слое близка температуре ее замерзания при данной солености. Из-за постоянных течений и ветров береговой припай в Чукотском море имеет небольшую ширину, лед в нем маломощный (менее 1 м). Из Восточно-Сибирского моря и Арктического бассейна в Чукотское море поступает паковый лед. Характерно образование торосов. Таяние льдов начинается в мае.

Флора и фауна Чукотского моря наряду с арктическими включает и бореальные тихоокеанские виды. В море обитает 37 видов рыб, в том числе омуль, ряпушка, пелядь, корюшка, навага, бычок, голец, нельма. Имеются млекопитающие – киты, моржи и тюлени.

4.2. МОРЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Моря Тихого океана – Берингово, Охотское и Японское – сходны между собой по происхождению, климату и гидрологическому режиму. Как и арктические моря, они также являются окраинными, однако в отличие от них относятся к морям переходной зоны от материка к ложу океана, в пределах которой происходит активное взаимодействие Тихоокеанской океанической и Евразийской материковой литосферных плит. От Тихого океана Берингово, Охотское и Японское моря

⁷³ Берега ...

⁷⁴ Мячкова Н.А. Климат СССР ...

отделены островными дугами – Алеутской, Курильской и Японской, обращенными выпуклостью в сторону океана. С внешней стороны от дуг располагаются глубоководные желоба – Алеутский и Курило-Камчатский – глубиной до 10542 м. Островные дуги – поднятия с «насаженными» на них действующими и потухшими вулканами, глубоководные желоба – узкие замкнутые депрессии на внешней границе переходной зоны и ложа океана⁷⁵.

Все моря Тихого океана глубокие. Различные по площади участки Берингова, Охотского и Японского морей располагаются в пределах шельфа и на материковом склоне, часть морей занимают глубоководные котловины, которые располагаются между материковым склоном и островными дугами. Глубина котловин в Беринговом море достигает 4773 м, в Охотском – 3372 м, в Японском – 3669 м. Земная кора в пределах глубоководных котловин относится к субокеаническому типу.

Моря Тихого океана расположены значительно южнее арктических, и, как следствие, не только самое южное Японское, но и Охотское, и Берингово моря летом полностью освобождаются от льда. Зимой северная половина Берингова моря и почти все Охотское море, за исключением его юго-восточной части, примыкающей к Курильским островам, покрываются льдом. В Японском море льды образуются лишь на его северо-западной окраине.

Через многочисленные проливы Берингово, Охотское и Японское моря имеют связь с океаном. Большая протяженность морей с севера на юг определяет значительные различия в их климате, что, в свою очередь, вызывает различия в гидрологическом режиме морей, развитии в них флоры и фауны.

Берингово море расположено между Северной Америкой и Евразией, к северу от Командорских и Алеутских островов. На севере оно через Берингов пролив соединяется с Чукотским морем. Граница между ними проводится от мыса Уникын на Чукотском полуострове до южного входного мыса залива Шишмарева на берегу Аляски (примерно по 66-му градусу северной широты). В этих пределах площадь моря составляет около 2304 тыс. км² (самое большое по площади из морей, омывающих берега России), средняя глубина – 1600 м, максимальная – 4773 м. Объем воды равен 3683 тыс. км³.

По особенностям рельефа дна и глубинам Берингово море разделяется примерно на две равные части – мелководную северную с глубинами менее 200 м и глубоководную юго-западную с глубинами в среднем 3700–2900 м. Первая представляет собой подводную окраину материка, затопленную в голоцене, вторая – глубоководную котловину с корой субокеанического типа, активно прогибавшуюся в позднем кайнозое. Между ними располагается резко выраженный в рельефе ступенчатый материковый склон, протягивающийся от мыса Наварин на юго-восток по направлению к острову Унимак. У берегов Чукотки и Камчатки узкий (первые десятки километров) шельф ограничен крутым сбросовым ступенчатым склоном, расчлененным подводными каньонами.

Характерная особенность российского побережья Берингова моря – ингрессионное расчленение береговой линии⁷⁶. Во время послеледниковой трансгрессии

⁷⁵ Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики ...

⁷⁶ Берега ...

море затопило речные долины, трог и тектонические депрессии, что обусловило формирование разнообразных типов бухтовых берегов. На юго-востоке Чукотки и в пределах Корякского нагорья широко распространены фиордовые берега. Береговые уступы северо-восточной части Корякского нагорья, полуострова Олюторский и острова Карагинский имеют сбросовое происхождение. Эти берега приглубы. Многие мысы, в том числе мысы Беринга и Энмелен на Чукотском побережье, приурочены к отпрепарированным интрузиям. На отдельных участках сформированы абразионно-бухтовые и абразионно-аккумулятивные берега.

Для побережья Восточной Камчатки характерно лопастное расчленение. Крупные гористые полуострова – Озерный, Камчатский, Кроноцкий, Шипунский – далеко вдаются в море. Берега у них абразионные, абразионно-денудационные. Между ними располагаются широкие заливы, местами с низменными аккумулятивными и абразионно-аккумулятивно-бухтовыми берегами. В процессе абразии у выдвинутых в море полуостровов образовались многочисленные останцы – кекуры. Берега Восточной Камчатки подвержены разрушительному воздействию цунами. При заходе цунами в бухты высота волны увеличивается в 3–5 раз.

Берингово море находится в Тихоокеанской области субарктического пояса, отличающейся избыточно влажным, умеренно холодным климатом. В холодную часть года оно находится под влиянием Алеутской депрессии, обуславливающей активное проявление циклогенеза и, как следствие, большую влажность, высокую облачность, туманы, осадки, сильные ветры, малые суточные амплитуды температур. В северной части моря сказывается охлаждающее влияние арктического воздуха, в западной – Евразийского материка. Средние температуры самого холодного месяца, февраля, на севере моря достигают минус 23 °С, на юге – минус 1 °С, на западе, у берегов России, – от минус 20 °С до минус 11 °С. Летом, в условиях относительно повышенного давления, над Беринговым морем преобладают южные и юго-западные ветры, вызывающие увеличение облачности, выпадение осадков, туманы. Самые теплые месяцы – июль и август. На севере в это время температура достигает +5 °С, на юге – около +10 °С. Западная часть моря холоднее восточной, что наряду с охлаждающим влиянием суши зимой связано с наличием холодного течения. Количество осадков на севере моря – 300–400 мм, на юго-западе – 600–800 мм, на юго-востоке – до 1500 мм. Даже в летнее время осадки часто выпадают в виде снега.

Водные массы в Беринговом море в основном тихоокеанские, поступающие через широкие и глубокие проливы между островами. Более теплая тихоокеанская вода, втекающая в Берингово море, отклоняется к востоку и далее следует на север. Вдоль чукотского, корякского и камчатского берегов с севера на юг движется холодное течение. Оно образует западную сточную часть общего циклонического круговорота воды в море.

Приливы в море суточные и смешанные. У российских берегов их высота достигает 2–3 м. Берингово море – самое бурное из морей, омывающих берега России. Летом здесь преобладают волны высотой 1,5–3 м, длиной 20–50 м. Во время сильных штормов в июле-августе высота волн может достигать 6–7 м, а весной и осенью – 9–12 м.

Общий сток рек в Берингово море составляет 650 км^3 . В летнее время соленость воды в верхнем слое, распресненном речными водами и тающими льдами, понижается до 33 ‰ и менее. С глубиной она увеличивается до 35 ‰. Температура воды в верхнем слое летом равна от $+5 \text{ }^\circ\text{C}$ на севере до $+10 \text{ }^\circ\text{C}$ на юге моря. С глубиной температура понижается до $+1,6 \text{ }^\circ\text{C}$, но остается положительной до самого дна. Зимой в северо-западной мелководной части моря температура воды обычно отрицательная до самого дна (минус $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$). Северная часть моря покрыта льдом в течение девяти месяцев, южная свободна от льда весь год.

На севере моря преобладают холодноводные арктические флора и фауна, на юго-западе – бореальная. Известно 297 видов рыб, в том числе лососевые – нерка, кижуч, чавыча, кета, горбуша; сельдевые – иваси, сельдь; тресковые – треска, минтай; камбаловые – камбала, палтус и др. На Командорских островах водятся котик, морская выдра, морж, тюлени.

Охотское море располагается между материковым берегом и островом Сахалин на западе, Камчаткой на востоке и Курильскими островами на юго-востоке. Южная часть моря омывает северный берег японского острова Хоккайдо. Крайняя северная точка находится в Пенжинской губе на $62^\circ 42'$ с. ш., южная – у берегов Хоккайдо ($43^\circ 43'$ с. ш.). Площадь моря в этих границах составляет 1590 тыс. км^2 . Длина береговой линии – 10460 км, средняя глубина – 359 м, максимальная – 3657 м, объем воды – 1230 тыс. км^3 .

Рельеф дна моря неровный. Здесь выделяются как мелководные участки, так и глубоководная котловина. Северная мелководная часть моря с глубинами до 200 м представляет собой материковую отмель, которая занимает около 22 % площади моря. Южнее и восточнее глубины постепенно увеличиваются до 500–1000 м и более. По имеющимся данным, это тоже подводная окраина материка, испытавшая опускание в позднем кайнозое⁷⁷.

Собственно глубоководная Курильская котловина с корой субокеанического типа занимает примерно 8 % площади моря. От опущенного участка шельфа она отделена материковым склоном, местами четко выраженным, осложненным сбросовыми ступенями. В пределах опущенной части шельфа выделяется ряд поднятий и депрессий, в том числе возвышенность Института океанологии, возвышенность АН СССР, впадина Дерюгина и желоб Макарова. Возвышенность Института океанологии имеет ширину до 220 км. Ее относительное превышение над дном соседних желоба Макарова и впадины Дерюгина составляет 400–800 м. Поверхность возвышенности плоская, платообразная. Склоны возвышенности расчленены речными долинами. Глубина моря над возвышенностью – 960 м. Возвышенность АН СССР имеет длину до 370 км, ширину до 130 км. Поверхность у нее платообразная. Склоны густо расчленены эрозионными формами. Глубина моря над возвышенностью – 1100 м. Впадина Дерюгина – наиболее крупная котловина шельфовой части Охотского моря. Ее глубина достигает 1780 м, ширина 2200 км, длина 2850 км. Впадина имеет плоское днище. Желоб Макарова отходит от впадины Дерюгина в юго-

⁷⁷ Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики ...

восточном направлении. Он разделяет возвышенности Института океанологии и АН СССР Максимальная глубина желоба – 1354 м.

Островов в Охотском море немного. Наиболее значительные из них Шантарские. Группы мелких островов есть в Туайской губе и в заливе Шелихова. В открытом море располагается один скалистый остров Ионы.

Береговая линия Охотского моря, за исключением северной и юго-западной его частей, имеет относительно простые очертания. Со стороны западной Камчатки, восточного Сахалина, северо-западного Приохотья побережье образовано прибрежными низменностями. Берега здесь выровненные абразионно-аккумулятивные, аккумулятивные лагунные и лиманно-лагунные. По побережью Камчатки лагуны обычно шнуровобразные, вытянутые на десятки километров. Лагунные берега занимают и большую часть восточного Сахалина⁷⁸. От устья реки Уды на север до города Охотска тянется абразионно-бухтовый берег с цепью лагун, протянувшихся на 200 км. Береговая линия в северной части Охотского моря имеет лопастное расчленение. Выдвинутые в море острова (приподнятые тектонические блоки) – Лисянского, Хмитевского, Кони, Пьягина, Тайгонос – разделяют бухты (грабены) разного размера. Берега полуостровов абразионно-денудационные, бухт – абразионно-аккумулятивные, лагунные, дельтовые. Берега Курильских островов в основном абразионно-денудационные.

Охотское море располагается в пределах Тихоокеанской области умеренного пояса, отличающейся избыточно влажным, умеренно холодным климатом. Зимой над морем в нижней тропосфере часто формируется барическая ложбина. Над материком в это время существует Азиатский максимум. Если ложбина смещена к центральной части моря, с материка происходит адвекция сухого и холодного воздуха. Температура понижается до (–20...–26) °С и ниже. Абсолютные минимумы температур воздуха на северном и северо-западном побережье достигает минус 40 °С. Средние январские температуры повышаются с северо-запада на юго-восток от (–18...–20) °С до минус 6,4 °С у Курильских островов. Теплое время года характеризуется развитием охотоморских антициклонов. По их западной периферии на северо-запад вдоль побережья перемещается охлажденный над водой воздух. Это летний муссонный поток, мощность которого может достигать 2–3 км. В середине лета увеличивается роль субтропических антициклонов, формирующихся над Тихим океаном. По их западной и северо-западной периферии над Охотским морем перемещается более теплый воздух. Средняя месячная температура июля над большей частью моря составляет +8 °С, у западного побережья, у берегов Сахалина и южных Курил – +12 °С. Амплитуда годовых температур в северной и северо-западной частях моря составляет 28–30 °С, в юго-восточной – 14–18 °С. Для летнего времени весьма характерны устойчивые и плотные туманы и большая облачность. Поздней осенью обычны сильные ветры и штормы. Годовое количество осадков увеличивается с 400 мм на северо-западе до 1000 мм и более на юге.

⁷⁸ Берега ...

Водный баланс Охотского моря складывается из тихоокеанских вод, поступающих через Курильские проливы, вод Японского моря, вливающихся через пролив Лаперуза, атмосферных осадков и речного стока. Главная роль принадлежит тихоокеанским водам. Вливаясь преимущественно через северные и средние проливы, они образуют мощное течение, направляющееся на север вдоль побережья Камчатки. Вдоль северо-западного и западного побережий моря и восточного побережий Сахалина на юг следует течение, пополняемое водами рек Пенжины, Гижиги, Охоты и Амура (всего 585 км³). Таким образом, в море существует круговорот циклонического типа. Часть воды из Охотского моря уходит в Тихий океан через южные проливы Курильской гряды. Под влиянием неровностей берега и дна общий круговорот осложняется отдельными вихревыми течениями.

Приливы в Охотском море в основном суточные и смешанные. Максимальные, до 13 м (наибольшая величина для всего побережья России), приливы отмечаются в Гижигинской губе. В районе Шантарских островов приливы достигают 7–9 м. Суточные приливы наблюдаются в Сахалинском заливе, в Гижигинской губе, смешанные – на северо-западном побережье и в районе Шантарских островов. В лабиринтах Шантарских островов скорости приливных течений достигают 12–16 км/ч. На ряде участков (Амурский залив, залив Счастья) значительных величин в 1,0–1,5 м достигают сгонно-нагонные колебания уровня моря.

Охотское море, несмотря на его положение в умеренном климатическом поясе, очень холодное. В летнее время в верхнем слое толщиной 10–25 м вода прогревается до температуры всего 6–12 °С. Соленость ее при этом составляет 30–32 ‰, в устьях рек – меньше. Ниже располагается слой воды с постоянно отрицательной температурой минус 1,6 °С и соленостью 32–33,8 ‰. Мощность этого слоя на севере достигает сотен метров, по направлению к Курильским островам он выклинивается. Ниже слоя холодной воды залегают более теплые тихоокеанские воды с температурой около +2 °С и соленостью 34,5 ‰. В зимнее время в верхнем слое температура воды понижается до минус 1,8 °С на севере и +2 °С на юге.

Причин, обуславливающих низкие температуры воды в верхнем слое, несколько. Одна из них – сильное охлаждающее влияние суши в течение долгой холодной зимы. Большинство северных губ сплошь покрывается льдом, по северному и западному побережьям образуется береговой припай. В январе–феврале северная половина моря покрыта плавучими льдами, которые выносятся течениями вплоть до Курильских островов. В северной части моря лед существует до 280 дней в году, в южных – до 90 дней. У Шантарских островов льды в отдельные годы тают до августа. Весной и в начале лета солнечная радиация расходуется в основном не на прогревание воды, а на таяние льда. Вторая причина заключается в том, что летом из-за плотной облачности резко снижается поступление прямой солнечной радиации. Еще одна причина: из Тихого океана теплые поверхностные воды в Охотское море не поступают. Их блокирует холодное Курило-Камчатское течение.

Охотское море отличается достаточно высокой биологической продуктивностью. Разнообразие рельефа дна и глубин, обилие фито- и зоопланктона (диатомовые водоросли, веслоногие ракообразные) в верхнем прогреваемом слое воды обеспечивают богатство ихтиофауны. В море обитают около 300 видов рыб, в том числе: треска, минтай, иваси, камбала, палтус, горбуша, кета, чавыча, кижуч и др. Из морских животных обычны нерпа, тюлень, белуха, касатка.

Японское море расположено между материковой частью Азии на западе и островами Сахалин, Хоккайдо и Хонсю на востоке. На севере его границей служит линия между мысом Суцего и мысом Тик в проливе Невельского, проходящая примерно по 52° с. ш., на юге граница моря доходит до 34° с. ш. Площадь моря – 978 тыс. км², средняя глубина – 1752 м, максимальная – 3670 м. Объем воды в море равен 1713 тыс. км³. С Охотским морем оно связано мелководными проливами Невельского (глубины до 15 м) и Лаперуза (до 50 м). Северная мелководная часть Японского моря представляет собой затопленную в голоцене окраину материка, южная, начинающаяся с параллели пролива Лаперуза, с поднятием Ямато в центре котловины, – глубоководную впадину с корой субокеанического типа, которая испытывала устойчивое прогибание в течение всего кайнозоя.

Российские берега Японского моря преимущественно гористые. С запада это берега Приморья, с востока – Сахалина. Общая их протяженность – около 2200 км. Север Приморья отличается распространением абразионных, слабо расчлененных бухтами берегов, южнее – триасовых берегов (бухты Советская гавань, Ванино, Датта). От мыса Красный Партизан до бухты Терней берег выровненный, абразионный. От бухты Терней до мыса Поворотный берег абразионно-бухтовый. Юг Приморья – классический район триасовых берегов. Отроги Сихотэ-Алиня подходят тут перпендикулярно к берегу, и в межгорных депрессиях, разделяющих низкогорные хребты, сформировались глубокие заливы Уссурийский и Амурский, многочисленны острова. Япономорский берег Сахалина почти на всем его протяжении абразионный. Клифы здесь имеют высоту от 60–80 м на севере до 10 м на юге. На юге к отмершим участкам клифов примыкает аккумулятивная терраса высотой 3–7 м.

Климат Японского моря муссонный умеренных широт, умеренно теплый, умеренно влажный. Средняя температура воздуха в январе на севере моря составляет минус 20 °С, на берегах залива Петра Великого – минус 15 °С. Ветры преимущественно северо-западные. Устанавливается ясная сухая погода. Осадков мало. Летом преобладают восточные ветры, которые приносят влагу. Средняя температура самого теплого месяца года, августа, у российских берегов – от +15 °С на севере до +18 °С на юго-западе. Весной и летом часты туманы и плотная облачность. В это время выпадает основная часть осадков – 600–1000 мм. В конце лета над морем периодически проходят тайфуны.

Водный баланс Японского моря складывается из вод, приносимых Цусимским течением (57,5 тыс. км³), осадков, выпадающих на поверхность (1390 км³),

стока с материка (212 км^3), испарения с поверхности воды (900 км^3) и стока через проливы. Поверхностные течения образуют круговорот циклонического типа. Цусимское течение (ветвь течения Куроисио) движется на север вдоль берегов Японии. Дойдя до северного мелководья, часть теплого Цусимского течения уходит на запад, где сливается с холодным Приморским течением, которое движется на юг вдоль материкового берега. Приливы у российских берегов имеют высоту до 0,5 м, в Татарском проливе – 2–2,8 м. Приливы всех типов – суточные, полусуточные, смешанные. Сгонно-нагонные колебания уровня моря сказываются в мелководном Татарском проливе. Амплитуда их невелика – $\pm 0,25$ м. Ветровые волны при летних штормах имеют высоту 1,5–2 м, а весной и осенью – до 5 м. Для Японского моря характерна большая повторяемость зыби, причем на открытых пространствах высота волн может достигать 7 м, а их длина – 130–180 м.

Температура воды в поверхностном слое Японского моря в основном определяется расположением поверхностных течений. В зоне Приморского течения температура воды и зимой, и летом на 2–3 °С ниже, чем в зоне Цусимского течения. Сезонные колебания температур сказываются на глубинах 200–250 м. Ниже температура воды постоянно низкая – чуть выше 0 °С. В зимние месяцы температура воды на севере составляет от 0 до минус 1,3 °С, на юге – до +12 °С; летом на севере – до +17 °С, а на юге – до +26 °С. Соленость поверхностных вод 34–34,5 ‰. У берегов Приморья соленость снижается до 33 ‰. Воды Японского моря отличаются высокой насыщенностью кислородом.

Льдообразование в северной части моря начинается в конце октября в бухтах и заливах. В декабре замерзает Амурский залив. В средней части Татарского пролива зимой формируются поля крупно- и мелкобитого льда, находящегося в постоянном движении.

Органический мир Японского моря более разнообразен, чем в Беринговом и Охотском морях. Он представлен арктическими бореальными и субтропическими видами. Ихтиофауна включает более 600 видов. Массовыми промысловыми рыбами здесь являются тихоокеанская сельдь и сардина, лососевые, морской окунь, мойва, скумбрия, минтай и др. Прибрежные воды России богаты бурыми водорослями, в частности, ламинарией, а также морской травой – зостерой.

4.3. МОРЯ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Моря Атлантического океана – Балтийское, Черное и Азовское – относятся к внутриконтинентальным, имеют разное происхождение и весьма слабую связь с океаном. Характерно, что связь с океаном осуществляется не непосредственно, а через соседние моря. Балтийское море связано с Атлантическим океаном через Северное море, Черное – через Мраморное и Средиземное моря, Азовское – через Черное, Мраморное и Средиземное моря. Из-за пространственной разобщенности, внутриконтинентального положения и слабой связи

с океаном каждое из атлантических морей обладает специфическими климатическими условиями, гидрологическим режимом, флорой и фауной.

Балтийское море внутриматериковое и из-за слабой связи с океаном обладает рядом специфических особенностей. Это самое молодое из морей, омывающих берега России. В современных своих границах оно сформировалось в конце голоцена. Ранее, в плейстоцене, территория, которую оно занимает, неоднократно перекрывалась материковыми ледниками. В конце позднего плейстоцена по мере таяния ледника вся Балтийская впадина была занята ледниковым озером, берега которого представляли собой остатки ледникового покрова. После таяния ледника возникло так называемое Иольдиевое море, соединявшее Северное море с Белым. Изостатическое поднятие Фенноскандии 9–8 тысяч лет назад привело к изоляции водоема от Атлантического и Северного Ледовитого океанов, и возникло Анциловое озеро. В период 8–4,5 тысячи лет назад Анциловое озеро получило связь с Северным морем и превратилось в так называемое Литориновое море, уровень которого был примерно на 6 м выше современного Балтийского. По мере снижения уровня воды берега моря приобретали современные очертания, а само оно примерно 2,5 тысячи лет назад стало Балтийским.

Площадь Балтийского моря – 385 тыс. км², средняя глубина – 86 м, наибольшая – 459 м, объем воды – 21700 км³. Берега России Балтийское море омывает в пределах Гданьского (Калининградская область) и Финского (Ленинградская область) заливов. Донные отложения представлены песками, илами, местами крупнообломочным материалом.

Гданьский и Финский заливы мелководны. Преобладающие глубины в них – 60–80 м. В вершине Финского залива формируются обширные илистые осушки под влиянием сгонно-нагонных колебаний уровня воды, вызванных западными ветрами. Российские берега Финского залива абразионно-аккумулятивные бухтовые, Гданьского залива – аккумулятивные лагунные и лиманно-лагунные. Берега Ботнического залива, северный берег Финского залива – шхерные, местами абразионно-аккумулятивные. Юго-восточный и южный берега моря абразионно-аккумулятивные, аккумулятивные пляжевые, лагунные и лиманно-лагунные.

Климат Балтийского моря формируется под влиянием морского умеренного воздуха с Атлантики, арктических воздушных масс и окружающей суши. Климат влажный умеренно теплый. Средняя температура января – от минус 3 °С на побережье Гданьского залива до минус 8 °С в Санкт-Петербурге. Средняя июльская температура составляет соответственно + 16 и +17 °С, годовое количество осадков – 800–900 мм. Основная часть осадков выпадает в конце лета и в конце осени. Зима на Балтике обычно мягкая. Сильные морозы бывают редко и долго не держатся. Частое прохождение циклонов определяет неустойчивость погоды.

Водный баланс Балтийского моря складывается из океанических вод, проникающих в него через датские проливы, атмосферных осадков, испарения с поверхности и речного стока, который составляет 472 км³, в том числе 80 км³ реки Невы, впадающей в Финский залив. Избыточные воды уходят через датские проливы в Северное море. Из-за сложной конфигурации моря постоянное

течение циклонического типа выражено в нем слабо. Часто более выражены течения, вызванные сильными ветрами. Приливно-отливные колебания уровня моря также выражены слабо. Приливы имеют полусуточный характер и достигают у Копенгагена 21 см, у Киля – 14 см, в Финском заливе – 8 см. Куда более значительны колебания уровня моря, связанные со сгонно-нагонными явлениями. В заливах и в устьях рек амплитуда колебаний уровня воды при сгонах и нагонах составляет 1,5–2 м. Еще сильнее западные ветры повышают уровень воды в Невской губе. Наибольший подъем воды здесь был в ноябре 1824 года – 410 см над ординаром – и в сентябре 1924 года – 369 см.

Соленость вод Балтийского моря вследствие затрудненного водообмена с Северным морем невелика. В датских проливах на поверхности она составляет 20 ‰, на глубине – 30 ‰. В центральной части моря соленость на поверхности равна 6–8‰, на глубине – 15–17 ‰. В заливах соленость еще меньше (в Финском заливе – всего 1–6 ‰).

Температура воды зимой и летом меняется в больших пределах. В августе температура воды в поверхностном слое примерно соответствует температуре воздуха (в Финском заливе 16–17 °С, в Ботническом заливе 11–13 °С, в Гданьском заливе 18 °С). Зимой северная и восточная части моря холоднее, чем южная и западная. К концу ноября Ботнический залив замерзает. В Финском заливе формирование ледяного покрова идет с ноября по март. Значительная часть залива бывает покрыта льдом толщиной до 30 см. Гданьский залив не замерзает. Свободна от льда и центральная часть моря. В особо мягкие зимы льды образуются лишь в вершинах заливов.

Флора и фауна Балтийского моря не отличаются богатством. Преобладают арктические формы, сменяющиеся в южной части моря бореальными. Ихтиофауна включает 70 видов рыб, часть из которых относится к пресноводным. В море водятся салака, треска, палтус, окунь, сиг, корюшка, речной угорь.

Черное море представляет собой полузамкнутый внутриконтинентальный глубокий водоем, соединяющийся на юго-западе узким проливом Босфор с Мраморным морем, а через него со Средиземным морем и далее с Атлантическим океаном. На севере Черное море через Керченский пролив соединяется с Азовским морем. Море вытянуто с запада на восток. Расстояние от берега Бургасского залива до кавказского берега – 1130 км. Наибольшая ширина от Очакова до Эрегли (531 км), наименьшая – от мыса Сарыч в Крыму до мыса Керемпе в Анатолии (263 км). Площадь моря – 413,5 тыс. км². Средняя глубина – более 1000 м, максимальная – 2245 м, объем воды – 537 тыс. км³.

Котловина Черного моря в геологическом отношении неоднородна. Северо-западная ее часть и район Керченского пролива представляют собой материковую отмель. Глубоководная часть моря – остаточный геосинклинальный прогиб с корой субокеанического типа. Разделяющий их материковый склон осложнен сбросовыми уступами и расчленен подводными каньонами. Дно глубоководной впадины ровное. Мощность накопившихся в ее пределах осадочных пород достигает 15 км⁷⁹.

⁷⁹ Красильников И.Н., Паланджян С.А. Геологическое строение России ... ; Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики ...

Берега Черного моря слабо изрезаны. Есть лишь один крупный полуостров – Крымский с рядом заливов по его периферии: Каркинитский, Каламитский, Феодосийский, Казантипский, Арабатский, Сиваш. Российское побережье Крымского полуострова протягивается примерно на 600 км. Берега Каркинитского и Каламитского заливов преимущественно аккумулятивные. Южный берег Крымского полуострова преимущественно абразионный, берег залива Сиваш – аккумулятивный. Российская часть кавказского побережья протягивается от Керченского пролива до границы с Абхазией почти на 350 км. Берега здесь преимущественно абразионные.

Южное положение моря обуславливает формирование теплого климата без резких температурных контрастов. Средние температуры января составляют от минус 2 °С на северо-западе моря до +6,7 °С в Трабзоне. У берегов России температуры меняются от минус 2 °С в Каркинитском заливе и Керченском проливе до +2 °С в городе Сочи. В районе Новороссийска зимой периодически возникает бора – северо-восточный ветер со скоростями до 30 м/с и более при температуре воздуха до минус 8 °С. Бора наблюдается в тех случаях, когда холодный воздух, сформированный в антициклоне на юге Русской равнины, подходит к Мархотскому перевалу, а над восточной теплой частью моря давление оказывается пониженным. Бора имеет местный характер. К северу и к югу вдоль побережья она быстро ослабевает. Июльские температуры примерно одинаковы во всех частях моря – (+22...+24) °С. Годовые суммы осадков на российской части побережья составляют 450–800 мм. Преобладают зимние осадки.

Водный баланс Черного моря складывается из средиземноморских вод, вливающих через Босфорский пролив в придонной его части, речного стока, атмосферных осадков и оттока воды по Босфорскому проливу в Мраморное море. Приток из Босфора составляет 193 км³. Соленая более плотная вода при этом погружается на глубину. Количество осадков и речной сток превышают испарение, в результате чего уровень воды в Черном море на 9–12 см выше, чем в Мраморном море, что обуславливает ее постоянный поверхностный отток по Босфорскому проливу. Поверхностный сток в Босфор и преобладающие северо-восточные ветры определяют формирование постоянного течения циклонического типа. Приливно-отливные колебания уровня воды выражены слабо. Амплитуда таких колебаний не превышает 10 см. Стонно-нагонные явления у отмелей берегов имеют более значительную амплитуду.

Уровень моря меняется из года в год в зависимости от стока рек и количества выпавших осадков. Наивысший уровень, как правило, наблюдается в июне, самый низкий – в ноябре. Амплитуда годовых изменений уровня составляет 5–6 см.

Самая высокая температура воды на поверхности отмечается в августе – в юго-восточной части моря +24 °С, в северо-западной части +22 °С. Наименьшая температура воды фиксируется в феврале. В северо-западной части моря образуется лед. В районе Батуми температура воды на поверхности не опускается ниже +6 °С. Летом с глубиной температура воды понижается. На глубине 50–70 м она в течение года составляет (+6...+7)°С, ниже этого слоя она постепенно растет и у дна составляет около +9 °С.

Соленость воды в устьях рек – 2–3 ‰, у берегов Крыма – 17–18‰, в открытом море – 15,5–18,5 ‰. С глубиной соленость растет и на отметке минус 200 м составляет 22 ‰. Конвективное перемешивание охватывает слой воды до глубины 150–200 м. В этом слое содержится такое количество кислорода, которое обеспечивает жизнь. На глубине более 150–200 м располагается сероводородная зона, в которой существуют только анаэробные бактерии.

Жизнь в Черном море ограничена кислородной зоной. Фитопланктон насчитывает около 350 видов, зоопланктон – до 70 видов. Фитобентос включает значительное число видов зеленых, бурых и красных водорослей; зообентос представлен различными ракообразными, моллюсками, червями; ихтиофауна – 166 видами рыб. В море водятся сельдь, хамса, кефаль, скумбрия, пелагида, тунец, ставрида, колючая акула, камбала, скаты, осетр. Морские млекопитающие представлены дельфинами.

Азовское море самое маленькое и мелкое из всех морей, омывающих берега России. Площадь его – 38,8 тыс. км², средняя глубина – около 8 м, максимальная – 14 м. Объем воды – 320 км³. Наибольшая протяженность от устья Дона до Арабатской Стрелки – около 360 км, а ширина между Белосайской косой и Темрюком – 175 км. Значительную часть моря составляет Таганрогский залив, протягивающийся на 140 км.

Дно моря плоское, сложено илами и ракушняком. В Таганрогском заливе глубины везде менее 9 м, в Керченском проливе – около 4 м. Иногда Азовское море рассматривается как залив Черного моря, иногда как лиман рек Дона и Кубани. Однако это вполне самостоятельное море со своей водной массой, отличающейся от черноморской. Берега Азовского моря почти повсеместно снижены, поскольку само море располагается в области прогибания Русской и Скифской плит. К морю в пределах России повсюду подходят аллювиальные и лёссовые равнины. В юго-восточной части моря находится обширная много рукавная дельта Кубани, протекающей по Азово-Кубанскому предгорному прогибу. Берега Таганрогского залива абразионные, местами абразионно-оползневые. Абразия характерна и для Таманского побережья. К северо-востоку от устья Кубани преобладают процессы аккумуляции.

Климат Азовского моря из-за его небольших размеров и внутриматерикового положения почти не отличается от климата прилегающей суши. Средняя температура января – (–3...–5) °С, июля – (+20...+22) °С. Летом преобладает безоблачная погода.

Гидрологический режим моря в основном определяется речным стоком и водообменом с Черным морем. В Азовское море впадают десятки рек, преимущественно маловодных. Суммарный сток составляет около 41 км³, в том числе Дон дает 29 км³ пресной воды, а Кубань – 11 км³ (это 12 % общего объема воды в море). Атмосферные осадки на поверхность моря дают еще 15,5 км³ пресной воды. Испаряется в год примерно 31 км³ воды. Таким образом, избыток пресной воды составляет 25,5 км³. Из Азовского моря в Черное через Керченский пролив уходит 66,5 км³ воды, обратно вливается 41 км³ более соленой черноморской воды.

Течения в Азовском море не являются строго постоянными. Они меняются в зависимости от преобладающих ветров и речного стока. Однако, как и в других морях, здесь существует круговорот воды циклонического типа. Неравномерный приток речной воды определяет сезонные колебания уровня моря. Самый высокий уровень отмечается в июне, когда в море поступают талые снеговые воды (сток этого периода достигает 25 км^3). Значительные колебания уровня связаны со стонно-нагонными явлениями, наиболее обычными весной и осенью. В вершине Таганрогского залива амплитуда колебаний уровня воды при сгонах и нагонах достигает 3–4 м, иногда во время сгонов вода уходит от берега на 1–5 км.

Сезонные различия в температуре воды выражены очень резко. Зимой повсеместно температура воды у поверхности составляет около минус $1 \text{ }^\circ\text{C}$. Вдоль всех берегов образуется широкая (на десятки километров) полоса сплошного льда толщиной 40–60 см. Центральная часть моря занята плавающими льдами. Летом у берегов температура воды достигает $30\text{--}32 \text{ }^\circ\text{C}$, а в открытом море – $(+24\dots+25) \text{ }^\circ\text{C}$. От поверхности до дна из-за малой глубины температура меняется мало.

Соленость воды в устьях Дона и Кубани равна 4 ‰, в Керченском проливе – до 14 ‰, в Сиваше – лагуне, отшнурованной от моря Арабатской Стрелкой длиной 110 км, – 160 ‰.

Мелководность Азовского моря, его хорошая прогреваемость, насыщенность воды кислородом, а также обильный приток реками питательных веществ создают благоприятные условия для развития организмов. Чрезвычайно велика продуктивность фитопланктона (летом до 200 г/м^3) и зоопланктона. Бентос, хотя и не отличается большим разнообразием, по биомассе богаче, чем в других морях. Особенно многочисленны черви, ракообразные, двустворчатые моллюски. Обилие бентоса и планктона обеспечивает высокую биологическую продуктивность ихтиофауны. Всего насчитывается 79 видов рыб. Всю жизнь проводят в Азовском море камбала и бычки. Хамса, кефаль и султанка зиму проводят в Черном море, а летом устремляются в Азовское. Некоторые рыбы, в том числе осетровые, часть жизни проводят в море, часть в реках. Общее количество живых существ в Азовском море достигает 400 г/м^3 .

4.4. КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

Каспийское море – величайшее на земле бессточное озеро. Впадина Каспийского моря в северной ее части заложена в пределах юго-восточной окраины древней Русской плиты, в средней – на эпипалеозойской Скифской плите, южной – в кайнозойской складчатой области. Морской бассейн на месте современного Каспия существовал большую часть палеозоя, весь мезозой и кайнозой. Плейстоценовая история Каспия характеризуется неоднократными трансгрессиями и регрессиями, связанными как с изменением климатических условий, так и с тектоническими движениями. Современный Каспий занимает часть Каспийской впадины. Море

вытянуто с севера на юг почти на 1200 км. Ширина его на разных участках меняется от 200 до 550 км. Площадь моря – более 375 тыс. км². Средняя глубина – 185 м, максимальная – 1026 м. Объем воды – около 77 тыс. км³.

По глубинам, характеру рельефа дна и тектоническим особенностям Каспийское море делят на три части: Северный Каспий (к северу от линии остров Чечень – мыс Тюб-Караган на полуострове Мангышлак), Средний Каспий и Южный Каспий. Последние разделены Апшеронским порогом – подводным хребтом с глубинами менее 200 м, являющимся продолжением осевой зоны Большого Кавказа. Северный Каспий занимает часть опустившегося края Русской плиты. Дно здесь ровное, глубины не превышают 10 м. Средняя часть представляет собой котловину с глубинами до 790 м, лежащую на продолжении Предкавказского предгорного прогиба. Южная часть – котловина с глубинами до 980 м – участок геосинклинали с корой субокеанического типа. Объем воды в южной котловине составляет почти 66 % всей Каспийской воды, в средней – примерно 33 %, в северной мелководной – 1 %.

Каспийское море омывает берега России, Азербайджана, Ирана, Туркмении и Казахстана. Общая протяженность береговой линии – около 6300 км. По договору с Казахстаном и Азербайджаном на долю России приходятся примерно 650 км берега и примыкающая к нему северо-западная мелководная часть дна моря.

Российский берег на большей его части отмельный, аккумулятивный и абразионно-аккумулятивный. В пределах Дагестана выделяются абразионные и абразионно-аккумулятивные участки. Восточные берега преимущественно абразионные. Здесь располагается и крупнейший залив Каспийского моря – Кара-Богаз-Гол.

Каспийское море расположено в пределах умеренного (большая часть) и субтропического (меньшая по площади южная часть) поясов. Средние температуры января на севере Каспия составляют (–7...–9) °С, в средней части – около 0 °С, на юге – (+7...+8) °С. Летом температурные различия невелики: средняя температура июля на севере (+23...+25) °С, на юге – (+25...+26) °С. Годовое количество осадков в северной части моря – 150–200 мм, в средней – 200–600 мм, в южной, у побережья, – до 1600 мм. Минимальное, менее 100 мм, количество осадков выпадает над заливом Кара-Богаз-Гол.

Водный баланс, гидрологический режим и колебания уровня воды в море во многом определяются стоком рек, составляющим около 300 км³ (в том числе реки Волги – 254 км³). Атмосферные осадки составляют 62 км³. Испарение с поверхности достигает 340 км³ (более 900 мм). Сток в Кара-Богаз-Гол – 14 км³. Понижение уровня воды в море в 1960–1980 годы сменилось его повышением, что привело к затоплению значительных площадей в пределах российской части побережья и увеличению площади моря.

Движение воды в море носит круговой характер и направлено против часовой стрелки. Основные причины, порождающие это движение, – сток Волги и северо-восточные ветры, отжимающие поток воды к западному побережью. Внутри большого круговорота выделяются еще два циклонических круговорота в средней и южной частях моря.

Каспийское море отличается бурным нравом. Осенне-зимние ветры, достигающие ураганной силы, вызывают сильное волнение. Высота волн в южной части моря при этом достигает 6 м. В северной мелководной части обычны стонно-нагонные колебания уровня воды, что периодически во время нагонов ведет к затоплению больших площадей прибрежной суши, а затем, во время стонов, – к осушению обширных участков морского дна.

Температура воды в Каспии изменяется в широких пределах. Зимой на севере моря в поверхностном слое вода имеет температуру ниже 0 °С. Здесь образуется ледяной покров, который держится с конца декабря до начала апреля. Граница замерзания обычно проходит от острова Чечень к полуострову Мангышлак вдоль десятиметровой изобаты. В средней и южной частях моря температура воды в поверхностном слое зимой положительная (от +4 до +10 °С). Летом в северной мелководной части моря температура воды из-за постоянного ее перемешивания почти одинакова от поверхности до дна и составляет (+24...+26) °С. В средней и южной частях моря температура воды в поверхностном слое составляет (+25...+26) °С, а с глубиной постепенно понижается до +6 °С. Глубже 400 м температура воды практически не меняется и составляет около +6 °С.

Соленость воды в Каспийском море изменяется от 0,3 ‰ в дельте Волги до 13 ‰ в южной части моря. Соленость воды в открытой части моря – 12–13 ‰, в заливе Кара-Богаз-Гол – 350 ‰.

Воды Каспийского моря отличаются от океанических более высоким содержанием сульфатов кальция и магния. Они хорошо аэрируются и до глубины 400 м содержат достаточное для существования организмов количество кислорода.

Флора и фауна Каспия не очень богаты по числу видов. Часть фауны реликтовая, оставшаяся от Сарматского и Понтического морей, но претерпевшая значительные изменения (сельдь, бычки и др.). Более поздние формы проникли в Каспий с севера (ракообразные, лосось, белорыбица, тюлень) и из Азово-Черноморского бассейна (моллюски, черви, ракообразные). Значительная часть ихтиофауны представлена пресноводными видами (сазан, окунь, лещ и др.). Всего в Каспии водится более 70 видов рыб, в том числе осетровые – осетр, белуга, стерлядь.

4.5. ПРОБЛЕМЫ МОРСКОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

Шельфовые зоны арктических и дальневосточных морей, представляющие собой продолжение платформенных структур, располагающихся на суше, как было установлено в последние десятилетия, таят в себе громадные ресурсы углеводородов. Определенную роль в минерально-сырьевом потенциале шельфовых зон играют и твердые полезные ископаемые, в частности, россыпи золота, касситерита, ильменита, платины.

По объемам разведанных и предварительно оцененных запасов углеводородного сырья лидируют Баренцево море (включая Печорское), Карское и Охот-

ское моря, по объемам перспективных и прогнозных ресурсов – Карское, Баренцево (с Печорским), Восточно-Сибирское и Охотское моря⁸⁰.

В сентябре 2014 года в Карском море обнаружено месторождение сверхлегкой нефти, получившее название «Победа». Ресурсы только первого пласта, вскрытого на глубине 2113 м, составляют более 100 млн т.

На шельфе Печорского моря в 55 км от берега располагается месторождение нефти «Приразломное» – единственное в Арктике, где добыча уже начата. 18 апреля 2014 года на танкер «Михаил Ульянов» отгружена первая партия нефти.

Среди твердых полезных ископаемых шельфа наибольший интерес представляют россыпные месторождения золота и олова (касситерита).

Золото. На побережье полуострова Челюскин и на дне пролива Вилькицкого выявлены три золотоносных узла с россыпями широкого возрастного диапазона (от миоцена до голоцена). На побережье и в акватории пролива Лонга выделен Валькарайский район россыпной золотоносности, представляющий собой северный фланг уникального по запасам Рывеевского золотоносного узла.

В дальневосточных шельфовых зонах россыпи золота сосредоточены в Южноприморском, Пришантарском, Джугджурском и Большерецком (Западная Камчатка) золотоносных районах. Россыпи аллювиальные и прибрежно-морские.

Олово. Основная часть россыпного олова сосредоточена в восточной Арктике. Здесь располагаются крупные оловоносные районы – Ляховский, Чокурдахско-Святоносский, Чаунско-Киберовский и Валькарайский. Подавляющая часть разведанных запасов и прогнозных ресурсов олова восточной Арктики связана с подводными россыпями Чокурдахской (в Ванькиной губе моря Лаптевых), Прибрежной, Валькумейской, Техногенной и Южной (в Чаунской губе Восточно-Сибирского моря), Кутт-шельф, Этерикан, Западной и Боруога (в проливе Этерикан).

Титан. Железо. Минералы титана и железа образуют скопления в дальневосточных шельфовых зонах, включая Курильский, Карагинский, Восточно-камчатский, Большерецкий, Южно- и Восточноприморский районы развития россыпей.

На побережье и в подводном склоне острова Феклистова архипелага Шантарские острова выявлена россыпь платины и хромита. В устьях рек и на пляжах Белого моря отмечаются находки алмазов.

⁸⁰ <http://www.geoim.ru/content/view/6/280/>

ГЛАВА 5

ЛАНДШАФТНЫЕ (ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ) СТРАНЫ

5.1. АРКТИЧЕСКАЯ ОСТРОВНАЯ СТРАНА

Арктическая островная страна располагается в российском секторе Арктики, в пределах материкового шельфа Северного Ледовитого океана между 72 и 84° с. ш., преимущественно в арктическом климатическом поясе. Это архипелаги островов и отдельные острова с горным или равнинным рельефом, в том числе Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Новая Земля, Новосибирские острова, остров Врангеля и множество более мелких островов (рис. 2). Максимальная отметка поверхности 1577 м фиксируется на Северном острове Новой Земли.

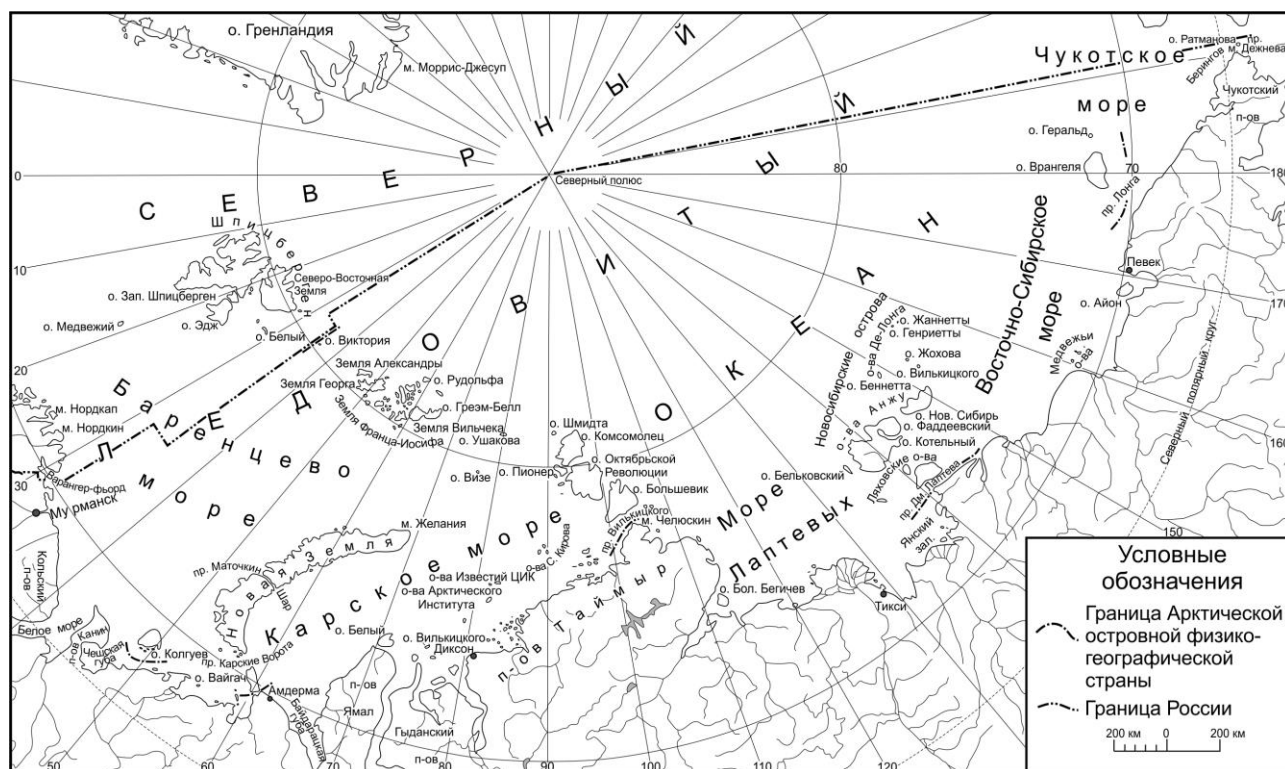


Рис. 2. Арктическая островная страна

Общими для всех архипелагов и отдельных островов Арктики являются сходный режим неотектонических движений, а именно – поднятие, сходные климатические условия и, как следствие, проявление однотипных рельефообразующих процессов и образование специфических ландшафтов – арктических пустынь с покровными ледниками и без них и арктических тундр. Внутренние различия ландшафтов островной Арктики связаны с географическим положением островов и, соответственно, с их климатическими особенностями, спецификой их геологического строения и рельефа.

Архипелаги Земля Франца-Иосифа и Северная Земля расположены вблизи бровки шельфа, Новая Земля, Новосибирские острова и остров Врангеля тяготеют к материку и имеют много признаков, свидетельствующих об их недавней связи с ним.

Климат островов определяется, с одной стороны, их высокоширотным положением, обуславливающим смену полярного дня и полярной ночи, а также низкими значениями радиационного баланса, с другой, – особенностями циркуляции воздушных масс. Здесь формируются арктические воздушные массы – холодные и сухие. Они отличаются высокой относительной влажностью и очень малой абсолютной влажностью. Большое значение имеет адвекция тепла с циклонами и теплым течением из северной Атлантики. Средняя температура поверхностных вод в океане в январе – от минус 1 до минус 1,7 °С, поэтому зима на арктических островах теплее, чем в материковой части страны, особенно по сравнению со Средней Сибирью. Зимние температуры понижаются с запада на восток. Средняя температура июля не превышает +3 °С.

Выделяются два сектора – западный приатлантический (примерно до Северной Земли), где зимой сказывается отепляющее влияние циклонов арктического фронта, и расположенный восточнее континентальный, отличающийся более холодной зимой и более значительной амплитудой годовых температур.

Годовое количество осадков убывает с запада на восток от 300 до 150 мм и менее. Большая часть осадков выпадает летом, причем в основном в твердом виде. Из-за ничтожной испаряемости коэффициент увлажнения достигает 2 и более. Снежный покров на отметках ниже 200 м держится до 300 дней в году и более. На поверхностях с отметками выше 300 м снег не успевает растаять летом, и баланс твердых осадков здесь положительный. Как следствие, формируются ледники. Высота снеговой границы повышается от самых крайних северных островов к югу от 300 до 900 м.

Таким образом, ледники арктических островов – по сути высотно-поясные образования. Возраст существующих ныне ледников на арктических островах, судя по имеющимся данным, голоценовый. Площадь оледенения непрерывно меняется, ледники в зависимости от колебаний климата то увеличиваются в своих размерах, то сокращаются.

Земля Франца-Иосифа. Архипелаг включает 192 острова общей площадью 16 100 км². Самый крупный из них – Земля Георга (2,9 тыс. км²), самый высокий – Земля Вильчека (686 м). Британский канал глубиной до 380 м и Австрийский пролив разделяют архипелаг на три части – западную, центральную и восточную. На севере центральной части архипелага располагается остров Рудольфа. Мыс Флигели этого острова является крайней северной точкой России (81°52' с. ш.). С запада на восток архипелаг протягивается на 400 км, с севера на юг – примерно на 200 км.

Архипелаг был открыт в 1873 году австро-венгерской экспедицией, которую возглавляли Карл Вейпрехт и Юлиус Пайер (корабль «Тегетхоф»). Наличие земли в этой части Арктики ранее предсказал русский военный моряк Н.Г. Шиллинг, изучавший особенности дрейфа льда в Баренцевом море.

В геоструктурном отношении острова архипелага – платформенные образования, приподнятые в неоген-четвертичное время. На складчато-кристаллическом палеозойском основании здесь лежат триасовые и юрские морские и континентальные меловые осадки. Толщу осадочных пород венчают покровы меловых базальтов, мощностью 20–30 м, придающих островам облик плато.

Полярная ночь длится до 125 суток, полярный день – до 140 суток. Зима холодная. Средние температуры января – от минус 20 до минус 30 °С. Характерны сильные ветры, метели. Лето холодное. Средняя температура июля на острове Рудольфа – 0 °С, в южной части архипелага – до минус 1 °С. Обычна низкая облачность. Ветры имеют в основном восточное и юго-восточное направление, что обуславливает выпадение в восточной части архипелага большего количества осадков (до 500 мм) и, соответственно, увеличение мощности формирующихся здесь ледников до 300–500 м (в западной и северной частях архипелага мощность ледников – от 50 до 200 м). Ледники располагаются на платообразных поверхностях островов и в зависимости от размера самих островов имеют вид либо куполов (на небольших островах), либо покровов (на более крупных островах). В целом ледники занимают 87 % площади архипелага. От ледниковых куполов и покровов к морю протягиваются выводные ледники, продуцирующие айсберги.

Свободные от льда участки островов представляют собой арктические пустыни. В одних случаях они приурочены к морским террасам, береговым валам и косам, сложенным песчано-галечным материалом, в других – к конечно-моренным грядам либо участкам развития донной морены, в третьих – к лавовым покровам. Здесь выявлено лишь несколько десятков сосудистых растений – криофитных арктических трав высотой до 10 см, часто подушкообразных (мак, крупа, фицисия, мятлик и др.). Эти растения произрастают в основном поодиночке или небольшими группами по трещинам полигонов. На поверхности полигонов поселяются накипные лишайники и сине-зеленые водоросли. Встречаются кустистые лишайники, реже мхи. Фитомасса полярных пустынь на Земле Франца-Иосифа, по имеющимся данным, не превышает 160 кг на гектар⁸¹.

Животный мир крайне беден. Жизнь встречающегося здесь белого медведя трофически связана с морем. Трофически связаны с морем и прилетающие сюда летом птицы.

Новая Земля – архипелаг, включающий крупные Северный и Южный острова, разделенные проливом Маточкин Шар, и многочисленные мелкие острова. Площадь Северного острова – 48904 км², Южного – 33275 км². Все мелкие острова занимают около 1000 км². Наиболее крупный из мелких островов – острове Междушарский – имеет площадь 800 км². Новая Земля вытянута с юго-запада на северо-восток на 925 км. Наибольшая ширина Северного острова – 123 км, Южного – 143 км.

В структурно-геологическом отношении Новая Земля относится к Новоземельско-Уральской складчатой области. Острова сложены, главным образом,

⁸¹ Исаченко А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование ...

породами палеозойского возраста, от кембрийских до пермских, представленными сланцами, известняками, доломитами, конгломератами. Широко распространены магматические породы девонского возраста, в том числе габбродиабазы, базальты, спиллиты. Интрузии гранитов и сиенитов имеют пермский возраст. На западном побережье островов ряд участков сложен породами мезозойского возраста. Коренные породы почти повсеместно перекрыты чехлом четвертичных отложений – морских, аллювиальных, ледниковых. Морские осадки, представленные иловатыми песками и галечниками, слагают обширные пляжи, косы и пересыпи вдоль юго-западного, южного и юго-восточного побережий Южного острова, а также позднечетвертичные террасы. Аллювиальные отложения представлены русловыми, пойменными и дельтовыми образованиями. Это галечники, пески, илы. Наиболее широко распространены ледниковые отложения, как позднечетвертичные, так и современные. Они представлены валунными суглинками и супесями и слагают донные, конечные и боковые морены. С ними сопряжены небольшие зандровые массивы, камы, озы.

Большую часть Новой Земли занимает низко- и среднегорье. Горы здесь складчато-глыбовые. Среднегорье занимает южную часть Северного острова и северную часть Южного острова. Абсолютные высоты достигают 1200 м и более, наивысшая отметка – 1590 м.

Среднегорье на большей части представляет собой систему относительно изолированных глубокими долинами плосковершинных массивов. Поверхности массивов разделены небольшими долинами, часть из которых занята ледниками. Долины, разделяющие массивы, несут следы ледниковой обработки. Они имеют крутые, часто отвесные, склоны. Ширина их днищ достигает 3 км. В пределах долин обычны ригели, конечноморенные валы, донная морена. В южной части Северного острова горы альпинотипного облика, здесь обычны зазубренные гребни, пики.

Низкогорье занимает участок Южного острова между 73 и 72° с. ш., и здесь в рельефе выделяются плосковершинные платообразные массивы, обособленные друг от друга узкими глубокими долинами. Абсолютные отметки плоских и слабо всхолмленных междуречий изменяются от 300 м в прибрежных частях острова до 700 м в средней его части.

Южная оконечность Южного острова представляет собой прибрежную равнину шириной от 5 до 30 км. Поверхность ее понижается к морю от 200 до 0 м. Характерная особенность равнины – террасы, на которых залегают ледниковые отложения.

Значительную часть Северного острова занимают ледники. Покровный ледник имеет протяженность 340 км при ширине до 70 км, площадь 19 940 км². Толщина ледникового покрова – 300–400 м. Ледниковый покров состоит из двух частей – собственно Новоземельского щита с отметками поверхности до 1000 м и Северного ледникового купола, отделенного от основного щита долиной Святой Анны, шириной до 10 км и относительной глубиной до 400 м.

В рельефе долина Святой Анны выражена седловиной поверхности ледника.

На восточной окраине Новоземельского ледникового щита имеются крупные выводные ледники, перекрывающие участки прибрежной равнины и достигающие Карского моря. С западной окраины ледникового покрова выводные ледники спускаются по фиордам в Баренцево море.

К югу от ледникового щита располагается область сетчатого оледенения. Здесь все долины заполнены ледниками, на междуречьях льда нет. Площадь ледников в этой области равна 3200 км².

Еще южнее располагается область горно-долинного оледенения. Здесь распространены небольшие разобщенные долинные и каровые ледники, площадь которых на Северном острове достигает 735 км², на Южном – 426 км². Поверхность этих ледников располагается на высоте более 600 м.

Для покровного оледенения Новой Земли характерно сокращение большей части выводных ледников.

В горной части островов, на участках, не имеющих современного оледенения, повсеместно фиксируются следы древнего оледенения, в том числе экзарационные (троговые долины, ригели, кары, бараньи лбы) и аккумулятивные (покровы донной морены, конечноморенные валы, боковые морены).

Климат Новой Земли весьма специфичен. Характерными его чертами являются большая влажность воздуха, почти постоянно пасмурное небо, частые и достаточно обильные осадки, постоянные сильные ветры, сопровождаемые метелями, а в прибрежных частях островов – туманы.

Зимой Новая Земля находится под влиянием ложбины, протягивающейся от Исландии до Северной Земли. Постоянное перемещение циклонов вдоль этой ложбины обуславливает резкую изменчивость атмосферного давления. С мая по август давление в этом районе относительно повышено и меняется мало. В теплый период (май–сентябрь) атмосферное давление на западном побережье Новой Земли больше, чем на восточном, в холодный (с октября по апрель) – наоборот.

Одна из характерных особенностей Новой Земли – частая повторяемость сильных ветров. Средняя скорость ветра за год на разных участках составляет от 6,8 до 9 м/с. На леднике скорость ветра выше, чем на побережье. Наибольшая скорость ветра наблюдается на мысе Желания, где она достигает 40 м/с, и в Русской Гавани – 50 м/с. Обычна бора – ветер, дующий со стороны гор. В прибрежной полосе скорость ветра при этом превышает 20 м/с. На западном побережье бора вызывается формированием барической депрессии к западу от островов. Следствием сильных ветров являются частые метели, которые отмечаются до 100 дней в году.

Несмотря на свое северное положение, Новая Земля отличается относительно высокими зимними температурами вследствие тепляющего воздействия Нордкапского течения. Самый холодный месяц – март. На западном побережье средние температуры марта составляют от минус 14 до минус 15 °С, на восточном – от минус 9 до минус 22 °С, однако на фоне сильных ветров даже при таких не очень низких температурах жизнь человека здесь становится ежедневным испытанием. В отдельные дни температура воздуха понижается до (– 40...– 50)°С.

Лето довольно прохладное. На побережье и в низкогорной части Южного острова средние температуры августа (самого теплого месяца) составляют до +6,6 °С на юге и до +2 °С на севере. Абсолютный максимум температур достигает на Южном острове +24 °С. Безморозный период на мысе Желания составляет 27 дней, в Маточкином Шаре – 48 дней, на крайнем юге – до 85 дней. Среднегодовая температура на мысе Желания равна минус 8,8 °С, в Маточкином шаре – минус 6,5 °С, на крайнем юге – минус 4,3 °С. В горной части острова среднегодовая температура ниже.

Среднегодовое количество осадков уменьшается с юга на север от 300 до 189 мм. В горах осадков выпадает больше, в частности, на покровном леднике – более 600 мм. Основная часть осадков выпадает летом, причем преимущественно в твердом виде. В условиях отрицательных среднегодовых температур на Новой Земле существует многолетняя мерзлота. Протаивание мерзлоты в летние месяцы обуславливает развитие процессов солифлюкции и термокарстовые явления.

Речная сеть на Новой Земле развита неравномерно. На Южном острове рек больше, чем на Северном, покрытом льдом. Реки в основном горного типа, берут свое начало у главного водораздела и текут в широтном направлении. Длина их составляет от 2–3 км до первых десятков километров. На Северном острове по типу питания они относятся к снежно-ледниковым, на Южном имеют преимущественно снеговое питание. Зимой все реки промерзают до дна. На островах много озер, особенно на прибрежной равнине Южного острова. Размеры озер – от десятков метров до 1,5 км в поперечнике. Озерные котловины в горной части островов преимущественно ледниковые, в равнинной – термокарстовые. Все озера сточные, многие проточные. Мелкие озера зимой промерзают до дна, в крупных озерах толщина льда достигает 2 м.

Большая часть свободной от ледников поверхности занята каменистыми россыпями, на которых нет условий для формирования почвенного покрова. На прибрежных равнинах и горных участках с чехлом протаивающих летом рыхлых четвертичных отложений разного генезиса на Северном острове, в зоне арктических пустынь, формируются арктические почвы, а на Южном острове и на юго-западном побережье Северного острова, в арктической тундре, – тундрово-глеевые. На прибрежных равнинах Южного острова на наиболее пониженных участках формируются торфяно-глеевые почвы. Мощность их достигает 20–25 см. Вдоль побережья встречаются солончаковые почвы на иловых отмелях.

Флора Новой Земли отличается молодостью, время ее формирования – голоцен. Главную роль в растительном покрове играют мхи и лишайники. Обычны подушкообразные, дернованные, стелющиеся формы. Всего на Новой Земле известно 280 видов сосудистых растений, 2 вида папоротников, 3 вида хвощей, 1 вид плаунов и 202 вида цветковых. Лишайников – 477 видов, мхов – более 230 видов, грибов – 120 видов, пресноводных водорослей – 168 видов. Растения не образуют сплошной покров, за исключением прибрежных равнин Южного острова, где распространены пятнистые тундры, представленные моховыми, мохово-лишайниковыми и кустарниковыми группировками.

Животный мир Новой Земли хотя и не отличается разнообразием, но более богат, чем на других архипелагах. Из наземных млекопитающих здесь обитают пять видов: белый медведь, песец, два вида леммингов и дикий северный олень. Из морских млекопитающих у берегов Новой Земли отмечаются нерпа, морской заяц, гренландский тюлень, морж, белуха и касатка.

Самыми многочисленными из позвоночных являются птицы, которые представлены 81 видом. К обрывистым берегам приурочены птичьи базары (в основном по западному побережью). Основную массу птиц (до 70 %) составляют кайры (их порядка 2 млн особей). Для равнинных тундр типичны гуси, утки, гагары, лебеди, кулики.

На Новой Земле есть населенные пункты – поселки Белушья Губа и Рогачёво⁸².

Белушья Губа – поселок городского типа, административный центр городского округа Новая Земля, в состав которого также входит поселок Рогачёво. Расположен поселок Белушья Губа в юго-западной части Южного острова архипелага Новая Земля, на полуострове Гусиная Земля, на берегу бухты Белушья Губа. Основан в 1897 году. В 1954 году здесь был создан ядерный полигон «Новая Земля», который с 1992 года является центральным ядерным полигоном Российской Федерации. В настоящее время в поселке расположены его командные органы. Население поселка по состоянию на 2014 год – 2063 человека.

Рогачёво – второй по величине и значимости населенный пункт архипелага Новая Земля. Расположен на полуострове Гусиная Земля, в 12 км северо-восточнее поселка Белушья Губа. Здесь находится военный аэродром. Численность населения по состоянию на 2010 год – 457 человек.

Кроме поселков с постоянным населением на архипелаге располагаются полярная станция «Малые Кармакулы» (на западном побережье острова Южный); летний промысловый поселок Маточкин Шар, который изначально формировался как полярная станция (в юго-восточной части Северного острова); автоматическая метеостанция на мысе Желания – крайней северной точке Северного острова (восстановлена в 2010 году, после того как в 2006 году ее вывели из строя белые медведи).

Северная Земля представляет собой один из крупнейших архипелагов российского сектора Арктики, в состав которого входят четыре крупных острова – Пионер, Комсомолец, Октябрьской Революции и Большевик, а также ряд малых островов. Общая площадь всех островов – 36774 км². Крайняя северная точка архипелага, мыс Арктический на острове Комсомолец, – расположена на 81°15′ с. ш.

Острова архипелага разделены проливами, соединяющими Карское море с морем Лаптевых. От материка архипелаг отделен проливом Велькицкого шириной 60 – 90 км.

Площадь островов Северной Земли: Октябрьской Революции – 13708 км²; Большевик – 11312 км², Комсомолец – 9006 км², Пионер – 1527 км², Шмидта – 436 км², Малый Таймыр – 247 км², Старокадомского – 110 км², Крупской – 105 км². Остальные острова архипелага в совокупности занимают 338 км².

⁸² https://ru.wikipedia.org/wiki/Белушья_Губа ; <https://ru.wikipedia.org/wiki/Рогачево>

В геотектоническом отношении Северная Земля представляет собой продолжение структур полуострова Таймыр. В строении архипелага принимают участие магматические, осадочные и метаморфические породы разного возраста – от докембрийских до мезозойских. Характерная особенность геологического строения – смена отложений с юго-востока на северо-запад от древнейших верхнепротерозойских к кембрийским, ордовикским, силурийским, девонским. Породы мезозойского возраста занимают небольшие по площади участки. На севере архипелага установлены палеогеновые отложения. Практически повсеместно коренные породы перекрыты чехлом четвертичных отложений. Протерозойские и палеозойские породы интенсивно дислоцированы и в различной степени метаморфизованы.

В геоморфологическом отношении каждый из островов Северной Земли представляют собой плато, обрамленное возвышенными и низменными равнинами. Во всех случаях это фрагменты древней выровненной денудационной поверхности. Плато занимает большую часть острова Большевик. На других островах преобладают возвышенные и низменные равнины. Высота плато на острове Большевик изменяется от 250 до 625 м (поверхность его повышается на северо-восток). На других островах отметки поверхности плато составляют от 200 до 400 м и более. Все плато в той или иной мере перекрыты ледниковыми куполами и щитами. На острове Большевик площадь ледников не так велика и обширные участки плато выступают на дневную поверхность. На других островах плато почти полностью заняты льдом. Все плато ограничены крутыми склонами, обрывающимися либо непосредственно к морю, либо к прибрежным равнинам. В своих периферийных частях плато расчленены фиордами и троговыми долинами, по которым в море и на равнины спускаются выводные ледники.

Возвышенные равнины обрамляют уступы плато. По генезису это денудационные и абразионные образования. Их поверхности, располагающиеся на отметках 120–200 м, перекрыты чехлом щебнистых суглинков или курумами.

Низменные равнины располагаются на отметках менее 120 м. Они сложены морскими осадками разной мощности. В пределах низменных равнин выделяются морские террасы с высотами 5–10, 15–20, 30–40, 60–70, 80–120 м.

Острова Северной Земли обособились на неотектоническом этапе. В четвертичное время они испытывали прерывистое поднятие и неоднократно подвергались оледенению.

На участках, свободных от ледников, проявляются процессы эрозии. Здесь сформирована сеть речных долин. Эрозионные формы сочетаются с древнеледниковыми – троговыми долинами, цирками, карами, моренными холмами и грядами.

Климат Северной Земли более суров, чем климат Новой Земли. Среднегодовая температура здесь равна (–13...–14)°С, лето короткое и холодное (средняя июльская температура не превышает +1,8 °С, а абсолютный максимум равен +11,3 °С). Зима продолжительная, до 10 месяцев, и суровая (средняя температура января (–25...–26)°С, минимальная – до минус 50°С). Осадков на уровне моря выпадает от 100 до 200 мм, на ледяных куполах – до 450 мм, причем даже

летом главным образом в твердом виде. Обычны сильные ветры. Скорость их в осенне-зимнее время при прохождении циклонов достигает 30–40 м/с. Устойчивый снежный покров устанавливается в начале сентября. Сходит снег в конце июня – начале июля. Из-за сильных ветров снежный покров залегаёт неравномерно. В понижениях снега наметает до 3 м и более. Накапливаясь из года в год, снег со временем превращается в снежники и в навешанные ледники.

Современное оледенение Северной Земли – одно из крупнейших в России. Ледники в целом занимают 17472 км² ее площади, в том числе на острове Комсомолец – 5903 км², на острове Октябрьской Революции – 7556 км², на острове Большевик – 3318 км², на острове Пионер – 240 км², на других островах – 455 км².

Основные формы ледникового покрова – разобщенные щиты и купола. Ледниковые щиты, в том числе Академии наук на острове Комсомолец (5608 км²), Карпинского на острове Октябрьской Революции (2523 км²), состоят из слившихся куполов и выводных ледников. Толщина ледников варьируется от 20 до 400 м. Верхние части куполов имеют ровную поверхность, с увеличивающимися до 5–10° наклоном к периферии. Высота границы питания ледников снижается от 600 м на острове Большевик до 300 м на острове Шмидта.

На Северной Земле, как и на Новой Земле, на участках, свободных от ледников, сформирована густая речная сеть, есть озера. Наиболее крупные реки – Ушакова (58 км) и Озерная (55 км) на острове Октябрьской Революции, Тора (54 км) и Лагерная (49 км) на острове Большевик. Обычно длина рек не превышает 10 км. Все реки порожистые. Сток осуществляется только в теплое время года. Питание снежно-ледниковое и снежно-дождевое.

Озера занимают площадь 233 км². По генезису это ледниковые, подпрудные, лагунные и термокарстовые образования. Так, на острове Октябрьской Революции вследствие подпруживания реки ледниками возникла система подпрудных озер площадью 50 км². Наиболее обширными и глубокими являются ледниковые озера.

Лагунные озера расположены в прибрежной полосе, термокарстовые – на низменных прибрежных равнинах.

Почвообразование на Северной Земле, как и повсеместно в Арктике, протекает в период короткого холодного лета при небольшом ежегодном поступлении в грунты органического вещества. Средняя мощность сезонно-талого слоя – 20–30 см. Почвы Северной Земли относятся к арктическому типу. Среди них выделяют два подтипа – пустынно-арктические и арктические типичные. Пустынно-арктические почвы характерны для низменных равнин островов Комсомолец, Пионер и ряда малых островов. Почвообразование здесь протекает под отдельными куртинами растений, где формируются гумусовые «карманы». На остальной площади часто развеваемый минеральный субстрат не затронут процессами почвообразования.

Арктические типичные почвы развиты на низменных равнинах островов Большевик и Октябрьской Революции. Они формируются под мохово-разнотравно-злаковой растительностью по морозобойным трещинам, окаймляющим полигоны, и содержат до 3 % органического вещества. На скальных породах формируются

глыбово-щебнистые криогенно-структурные почвогрунты. Растительность локализуется по понижениям, где скапливается мелкозем. Здесь же формируются гумусовые «карманы».

В составе флоры Северной Земли насчитывают 61 вид цветковых растений, в том числе 12 видов крестоцветных, 11 видов злаков, 10 видов камнеломковых. Из сосудистых растений наиболее распространены звездчатка Эдгарса, ясколка Регеля, камнеломки (поникшая и супротивнолистая), мак полярный, фицисия холодолюбивая, щучка северная. На плато на высотах более 250 м цветковая растительность практически отсутствует.

На островах произрастает около 200 видов мхов и лишайников. Наиболее распространены лишайники рода цетрария. На более увлажненных участках преобладают мхи, на сухих – лишайники.

Наиболее богатые растительные ассоциации отмечены по долинам рек.

Из-за суровости климата и скудости кормовой базы фауна млекопитающих очень бедна. Здесь обитают копытный лемминг, песец, северный олень и белый медведь. Значительно богаче орнитофауна. Здесь насчитывается 24 вида птиц, в том числе около половины гнездящихся. Наиболее многочисленны чистики, люрики и моевки, трофически связанные с морем. На восточном побережье островов Большевик и Октябрьской Революции есть птичьи базары.

Новосибирские острова – архипелаг, включающий три относительно разобщенные группы островов: Анжу (острова Бельковский, Котельный, Фаддеевский, Новая Сибирь), Ляховские (острова Большой Ляховский, Малый Ляховский, Столбовой), Де-Лонга (острова Беннета, Жаннетты, Генриетты, Вилькицкого, Жохова). Общая площадь островов – 38,4 тыс. км². Наиболее крупные острова – Котельный (11,6 тыс. км²) и Новая Сибирь (6,2 тыс. км²).

Острова сложены протерозойскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими породами разного состава. На ряде участков вскрываются гранитоиды юры и мела. С поверхности коренные породы почти повсеместно перекрыты чехлом четвертичных аллювиальных, озерных и морских отложений, включающих пласты ископаемых льдов.

Острова отличаются выровненностью и представляют собой фрагменты низкой аккумулятивной равнины с приподнятыми денудационными участками. Высота поверхности островов колеблется от первых метров до нескольких сотен метров, но на большей их части не превышает 50 м. Максимальная отметка поверхности на острове Котельном составляет 374 м, на Большом Ляховском – 311 м, на острове Новая Сибирь – 76 м.

На островах, за исключением острова Беннета, где высота поверхности достигает 426 м, ледников нет. Зато повсеместно распространена многолетняя мерзлота, в том числе ископаемые льды. Мерзлые толщи озерно-аллювиальных отложений с пластами ископаемых льдов на определенных участках берегов подвергаются термоабразии. При этом образуются вертикальные уступы относительной высотой в десятки метров. В процессе термоабразии из толщи верхнечетвертичных отложений вымываются многочисленные остатки носорогов, мамонтов, включая их бивни – «слоновую кость», и др. На самих островах широко проявляются криогенные процессы, в том числе морозное выветривание,

пучение грунтов и термокарст, который, в свою очередь, обуславливает наличие большого числа термокарстовых озер.

Климат архипелага формируется под влиянием окружающих арктических морей. Зимой на него оказывает влияние Сибирский максимум, летом погоду определяют циклоны арктического фронта. Средняя температура января составляет от минус 29 до минус 31 °С, июля и августа – от +1 до + 5 °С. Максимальные дневные температуры не превышают 15 °С. В любой из летних дней на островах возможны заморозки и снегопады. Годовое количество осадков – от 70 до 130 мм, причем основная их часть, 70–80 %, выпадает летом, преимущественно в виде дождя. Снежный покров маломощный, в среднем менее 30 см, лежит в течение 9 месяцев. В мае – июне в условиях круглосуточной инсоляции и сильных ветров отмечается активная сублимация снега.

В ландшафтах островов преобладают арктические тундры. Растительный покров мозаичен. Травянистая растительность представлена камнеломкой, полярным маком, куропаточьей травой, злаками, обычны мхи и лишайники.

На островах встречаются лемминги, трофически связанные с ними песец и полярная сова. В летнее время появляется множество водоплавающих птиц.

Новосибирские острова известны русским землепроходцам – казакам и промышленникам – с XVIII века. Продвигаясь на север за морским зверем и слоновой костью (бивнями мамонтов), промышленники освоили вначале группу южных островов (Ляховские), а затем группу наиболее крупных островов (Анжу). Этому предшествовали работы северных отрядов Великой северной экспедиции, в том числе четвертого отряда, в 1735–1742 годах. В частности, о наличии двух небольших островов к северу от мыса Святой Нос сообщил в 1739 году начальник отряда лейтенант Д. Лаптев, следовавший на боте «Иркутск» из устья Лены в устье Индигирки. Эти острова, которые он назвал остров Меркурия и остров Диомида, сложены ископаемыми льдами, прикрытыми чехлом четвертичных отложений.

В конце XVIII века промышленник Фаддеев к востоку от острова Котельный открыл другой большой остров названный Фаддеевским. В 1800 году от промышленника Я. Санникова стало известно об острове Столбовом, хотя, судя по находкам там деревянных крестов, русские знали о наличии этого острова еще до Санникова. В 1808–1809 годах по заданию М.М. Геденштрома Я. Санников произвел съемку острова Котельный, а затем северной части острова Новая Сибирь. В это же время сам М. Геденштром описал южное побережье острова Новая Сибирь. В 1810 году Я. Санников с берега Новой Сибири заметил на севере землю, к которой шел по льду 30 км, но был остановлен разводьем. В 1811 году Я. Санников, находясь на острове Фаддеевском, снова видел на севере землю, но путь к ней также был перекрыт полыньей. Эту «Землю Санникова» затем искали более 100 лет, пока в 1937–1938 годах полярные летчики и моряки не установили, что ее нет. Однако Я. Санников наблюдал отнюдь не мираж. По-видимому, замеченный им остров повторил судьбу островов Меркурия и Диомида, открытых Д. Лаптевым, и островов Васильевский и Семеновский, открытых М. Ляховым в 1825 году. Сложенные ископаемым льдом, перекрытым четвертичными осадками, острова Васильевский и Семеновский растаяли соответственно в 1913 и 1948 годах.

Новосибирские острова изучались и осваивались и в советское время. В частности, на западной оконечности острова Котельный в бухте Стахановцев в 1949 году была основана полярная станция «Темп». К югу от нее позднее была создана промыслово-охотничья станция «Киенр-Ураса». В 1993 году полярная станция «Темп» была законсервирована.

В начале XXI века в условиях обострения конкуренции за арктические ресурсы было принято решение о восстановлении станции «Темп», и 29 октября 2013 года она превратилась в стратегический пункт российского присутствия в Арктике. На галечной косе, отделяющей залив Стахановцев от лагуны, был обустроен аэродром, способный принимать самолеты тяжелых классов, выстроен военный городок.

В сентябре 2013 года во время полета из Тикси на аэродром «Темп» на острове Котельном экипажи двух вертолетов под командованием полковника Военно-воздушных сил России В. Рукавишника случайно обнаружили в море Лаптевых недалеко от острова Столбовой новый остров и назвали его Яя. В сентябре 2014 года на остров с исследовательского судна «Адмирал Владимирский» высадились люди. Площадь острова – всего около 500 м, однако с учетом 12-мильной зоны территориальные воды России приросли на 452 км².

Остров Врангеля отделен от Чукотского полуострова проливом Лонга шириной 125 км. К западу от острова располагается Восточно-Сибирское море, к востоку – Чукотское. Остров вытянут в широтном направлении на 145 км. Максимальная его ширина с севера на юг не превышает 75 км. Площадь острова – 7670 км². Центральная часть острова низкогорная, с высотами до 1096 м (гора Советская). Для нее характерно глубокое эрозионное расчленение. Горные сооружения, сложенные мезозойскими песчано-сланцевыми толщами, отличаются плавными очертаниями. Северная часть острова представляет собой низменную озерно-аллювиальную аккумулятивную равнину. Такая же равнина, но меньшей ширины простирается и по южной периферии острова. Как следствие, северный и южный берега острова отмелье, аккумулятивные. Здесь формируются береговые бары, косы. Западный и восточный берега абразионные и термоабразионные.

Климат острова морской арктический. Среднегодовая температура воздуха – около минус 11 °С. Средняя температура самого холодного месяца – февраля – минус 24,5 °С, т.е. выше, чем на Новосибирских островах (хотя и слабо, но здесь уже сказывается влияние Тихого океана). Лето короткое и прохладное, средняя температура июля – +2,4 °С. Осадков выпадает от 150 мм на северной низменности до 350 мм в горах, причем преимущественно летом, в виде дождя и мокрого снега. Полярная ночь длится 65 суток, полярный день – 77 суток. Летом ветры преимущественно северные, у берегов образуются припай и торосы. В горах есть современное оледенение, общая площадь которого составляет около 2 км².

Северная низменная часть острова представляет собой арктическую тундру с растительным покровом, в основном из мхов и лишайников. Встречаются здесь также вейник, лютики, калужница, звездчатка. Для южной низменности, отгороженной от холодных северных ветров горами, характерны пятнистые травяно-кустарничково-моховые тундры с полярной ивой по долинам рек. В горах на отметках более 200 м располагаются каменистые арктические пустыни.

На острове водятся лемминг, песец, горноста́й, росомаха, одичавший северный олень, волк. В северной части острова много белых медведей. Остров Врангеля и расположенный неподалеку от него маленький остров Геральд – крупнейший в мире район концентрации родовых берлог белого медведя. На сайте заповедника «Остров Врангеля» есть информация, что ежегодно на островах залегают в берлоги от 300 до 500 медведиц, в том числе до 100 берлог устраивается на острове Геральд. В 1974 году на остров Врангеля переселили овцебыка. На острове также зафиксировано гнездование 62 видов птиц, причем 44 вида гнездятся здесь регулярно. Среди них – белый гусь, который образует единственную в России крупную автономную колонию из нескольких тысяч пар. Летом на остров прилетает множество птиц – гуси, гаги, кулики, чайки, кайры, утки, бакланы. Гнездовья многих из них находятся на отвесных скалах в западной и восточной частях острова, образуя птичьи базары.

Остров Врангеля был открыт (точнее, замечен) с мыса Якон на Чукотском полуострове Фердинандом Петровичем Врангелем, руководившим в 1820–1824 годах Колымской экспедицией. На самом острове Ф.П. Врангель не был, но координаты его указал в книге «Путешествие по северным берегам Сибири и по Ледовитому океану, совершенное в 1820–1824 годах». В 1867 году берегов острова достигло американское китобойное судно под командой Томаса Лонга. Именно последний, отдавая дань уважения Ф.П. Врангелю, за 45 лет до того указавшего на наличие данного острова, назвал остров его именем.

В советское время на острове Врангеля существовало три населенных пункта – поселки Ушаковское, Звездный и Перкаткун. Поселение Ушаковское было основано в 1926 году, а в 1997 году было объявлено нежилым, хотя несколько человек отказались его покинуть. Последнюю жительницу поселка в 2003 году загрыз белый медведь. В 2010 году в заброшенном поселке Ушаковское было возведено несколько зданий для метеостанции.

Поселок Звездный существовал с 1960 года, был аэропортом, принимавшим самолеты полярной авиации, но после 1980 года в нем оставались лишь сотрудники заповедника.

Поселок Перкаткун у подножия одноименной горы, в 20 километрах от Звездного, возник в 1939 году как база геологоразведочной партии. В течение ряда лет в его окрестностях добывали горный хрусталь. В октябре 2014 года на острове Врангеля появился военный городок.

Особо охраняемые природные территории (ООПТ)

Заповедник «Остров Врангеля» занимает два острова Чукотского моря – Врангеля и Геральд. Общая площадь – 22256 км², в том числе площадь акватории 14300 км². Создан он был в 1976 году с целью сохранения и изучения типичных и уникальных экосистем островной части Арктики, а также таких видов животных, как белый медведь, морж, единственной в России популяции белого гуся. В 1974 году на острове Врангеля акклиматизирован овцебык. В отличие

от других ООПТ, в заповеднике «Остров Врангеля», пока коренное население оставалось на острове в строго ограниченных объемах допускалось традиционное природопользование.

В 2004 году заповедник «Остров Врангеля» был включен в список объектов Всемирного природного наследия.

5.2. КОЛЬСКО-КАРЕЛЬСКАЯ СТРАНА (КАК ЧАСТЬ ФЕННОСКАНДИИ). ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Кольско-Карельская страна расположена в северо-западной материковой части России, где занимает Кольский полуостров и протягивающуюся к югу полосу суши между государственной границей России с Финляндией и берегом Белого моря. На юго-востоке граница Кольско-Карельской страны совпадает с границей Балтийского кристаллического щита древней Восточно-Европейской платформы. Протяженность с севера на юг достигает 1000 км, площадь – около 325,0 тыс. км². На севере и востоке территория омывается водами Баренцева и Белого морей.

Особенности геологического строения и развития и их отражение в современном рельефе

В геотектоническом отношении Кольско-Карельская страна соответствует восточной части Балтийского кристаллического щита древней Восточно-Европейской платформы. Под маломощным, прерывистым чехлом четвертичных отложений здесь непосредственно с поверхности залегают кристаллические породы архейского и протерозойского возрастов, представленные гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, гранитами, диабазами и вулканогенными породами.

Рельеф региона преимущественно равнинный, хотя абсолютные высоты поверхности в междуречьях изменяются от 1190 м (гора Часначорр в Хибинах) до 100–150 м в восточной части Карелии и по юго-восточной периферии Кольского полуострова. Наибольших высот, от 700 до 1000 м, достигают платообразные изолированные массивы, расположенные в западной части Кольского полуострова. Отдельные вершины Хибин, Ловозерских тундр и Мончетундры достигают 1000 м. К юго-западу от Хибин высота междуречий, как правило, не превышает 150–250 м. Это самая низкая часть Кольского полуострова. Северо-восточнее от Ловозера, примерно по оси полуострова, почти на 200 км в юго-восточном направлении протягивается гряда Кейвы, состоящая из отдельных плосковершинных параллельных гряд с высотами от 250 до 400 м.

В пределах Карелии наибольшей высоты (657 м) достигает возвышенность Манселькя, вытянутая с севера на юг почти на 400 км. Вдоль нее проходит государственная граница России с Финляндией. К юго-востоку в направлении Онеж-

ского озера ее продолжает Западно-Карельская возвышенность с отметками высот от 250 до 417 м. Еще южнее, между Ладожским и Онежским озерами, располагается Олонецкая возвышенность с отметками высот от 200 до 317 м. К востоку от Западно-Карельской возвышенности и Манселькя простираются холмисто-рядовые равнины, понижающиеся в направлении Белого моря от 300 до 150 м. В юго-восточной части Кольско-Карельской страны, между Онежским заливом Белого моря и Онежским озером, располагается кряж Ветренный пояс с высотами до 344 м, вытянутый в юго-восточном направлении. Вдоль побережья Белого моря в полосе шириной от 30 до 100 км протягивается Прибеломорская низменность с отметками поверхности междуречий от 100 до 0 м.

Основные особенности строения существующего ныне рельефа Кольско-Карельской страны обусловлены длительным (с позднего протерозоя) устойчивым поднятием Балтийского кристаллического щита, осложнявшимся разрывными дислокациями. В пределах Кольского полуострова и Карелии (и на смежных территориях) прослеживается выраженная в рельефе система разломов, ориентированных по двум направлениям – северо-западному и северо-восточному. К зонам разломов приурочены речные долины и озерные котловины, тектонические уступы. К грабенообразным структурам в кристаллических породах архея и нижнего протерозоя, заполненным среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными толщами, приурочены интрузии щелочных пород, выраженные в рельефе изолированными плосковершинными низкогорными массивами (Ловозерский массив площадью 650 км², с высотами до 1116 м; Хибини площадью около 1000 км², с высотами до 1190 м; Мончетундра площадью более 1500 км², с высотами до 1114 м). С преобладавшими на протяжении последнего миллиарда лет дифференцированными поднятиями, сопровождавшимися перманентной денудацией, связано формирование цокольных плато Кольского полуострова, цокольных возвышенных и сниженных равнин Карелии и юго-восточной части Кольского полуострова. В плейстоцене дифференцированное поднятие Балтийского кристаллического щита осложнялось гляциоизостатическими колебаниями поверхности, вызванными периодическим образованием дополнительных нагрузок на нее при формировании покровных ледников и снятием соответствующих нагрузок при их таянии. Гляциоизостатическое поднятие поверхности, имевшее место в голоцене, после того, как растаял последний покровный ледник в центре Балтийского щита, составило около 400 м⁸³. Современные скорости поднятия поверхности в регионе достигают 5 мм/год.

В ледниковые эпохи на территории Кольско-Карельской страны преобладала ледниковая денудация, имевшая селективный характер. В Карелии, на тех участках, где с поверхности залегают толщи протерозойских отложений с частым чередованием кварцитов и зеленокаменных пород, отличающихся разной устойчивостью к выветриванию, сформировался структурно-рядовый рельеф. Узкие, длинные гряды – сельги – сложены стойкими кварцитами, а разделяющие их линейные понижения – менее устойчивыми к выветриванию и денудации зеленокаменными породами. На отдельных участках сельги возвышаются

⁸³ Карта новейшей тектоники ...

над ложбинами на 150–250 м. Сельги и разделяющие их ложбины, как и складчатые структуры, в которых они выработаны, простираются в юго-восточном направлении. Ледники принимали участие и в дополнительной проработке гряд и ложбин, образующих Кейвы, также ориентированных в юго-восточном направлении. Направление движения льда в основном совпадало с простираaniem складчатых структур и зон разломов, что усиливало ледниковую экзарацию.

Ледники расширяли, углубляли доледниковые понижения, с помощью влекомого обломочного материала «шлифовали» гряды, разделявшие понижения. В результате скальные гряды приобрели некоторую округлость, появились «бараньи лбы», «курчавые скалы», а в прибрежной части Белого моря и в северной части Онежского озера – многочисленные шхеры.

Ледниковая аккумуляция и на Кольском полуострове, и в Карелии играла незначительную роль. Местами, в том числе в юго-восточной части Кольского полуострова и в Карелии к востоку от Западно-Карельской возвышенности, с поверхности залегают маломощные ледниковые (валунные суглинки и супеси) и водно-ледниковые (преимущественно песчаные) отложения. Для Карелии обычны озы – песчаные гряды, протягивающиеся на десятки километров при ширине от нескольких десятков метров до первых сотен метров и относительной высоте от 10 до 50 м, а местами и более.

С недавним по геологическим меркам, около 10000 лет, освобождением территории от мощного ледового покрова связана «молодость» эрозионной сети. Продольные профили рек не выработаны, расширенные участки, занятые озерами чередуются с порожистыми участками.

Климат и связанные с ним природные явления

Климат Кольско-Карельской страны атлантико-арктический, умеренно теплый и умеренно влажный. В течение года преобладает циклональный тип погоды. Небо в течение 50–75 % времени закрыто облаками. В течение всего года характерна высокая относительная влажность воздуха (65–80 %). Суммарная радиация за год на юге страны составляет 80 ккал/см², на севере – 60 ккал/см², радиационный баланс соответственно равен 30 и 20 ккал/см². Средние температуры января – от минус 7 °С на побережье Баренцева моря до минус 15 °С во внутренних районах Карелии и в Хибинах. Средняя температура июля повышается с севера на юг от +10 °С на побережье Баренцева моря до (+16...+17) °С на юге в районе города Петрозаводска. Продолжительность безморозного периода на мурманском побережье – до 105 дней, в наиболее приподнятой части Кольского полуострова – 75–90 дней, в Карелии – от 90 дней на Северо-Карельской возвышенности и до 120 дней у Петрозаводска. Сумма активных температур – от 400 °С на севере до 1600 °С на юге. Осадков за год выпадает от 600 до 800 мм, в Хибинах – до 1000 мм. Наибольшее их количество приходится на летние и осенние месяцы, наименьшее – на весенние. Испаряемость примерно на 200 мм меньше, чем выпадает осадков, и, как следствие, увлажнение территории избыточное.

Высота снежного покрова на мурманском побережье достигает 40 см, на юге Кольского полуострова – 80 см, в Хибинах – 1,0 м и более, в Карелии – 60–80 см. Продолжительность существования снежного покрова на Кольском полуострове составляет от 180 до 200 дней, в горах – до 220 дней, в Карелии – от 160 до 180 дней.

Избыточное увлажнение территории обуславливает ее большую обводненность. Общее количество рек и речек – почти 20000, в том числе на Кольском полуострове 16540; озер – около 150000. Модуль стока рек – от 7 до 10 л/с/км², на приподнятых участках в Хибинах – до 20–30 л/с/км². По своему режиму реки относятся к смешанному типу с преобладанием снегового питания. Характерной особенностью рек Карелии и Кольского полуострова является зарегулированность их стока озерами, вместе с которыми они образуют единые водные системы. Как следствие, для таких рек характерен относительно высокий межженный уровень.

Озера в карельской части Кольско-Карельской страны занимают до 12 % всей площади, а в бассейне реки Вуоксы – до 19 %. Все озера проточные. Между собой они связаны короткими порожистыми реками. Происхождение их ледниковое и ледниково-тектоническое. Площади самых крупных из них Ладожского и Онежского равны соответственно 18,4 и 9,9 тыс. км². На Кольском полуострове количество озер с площадью зеркала более 0,01 км² превышает 100000, а заозеренность достигает 10 %.

Избыточное увлажнение обуславливает широкое развитие болот, занимающих на различных участках (в частности, на Прибеломорской низменности) от 30 до 70 % всей площади.

Особенности ландшафтной структуры

В пределах Кольско-Карельской страны отчетливо выражена широтная зональность ландшафтов. С севера на юг сменяют друг друга зоны тундры, лесотундры и таежная зона. На наиболее приподнятых участках Кольского полуострова и на севере Карелии проявляется вертикальная поясность.

Зона тундры занимает мурманское побережье Кольского полуострова в полосе шириной от 25 до 100 км, протягивающейся от государственной границы на северо-западе до устья реки Поной и далее, огибая Кольский полуостров с юго-востока, вдоль побережья Белого моря в полосе шириной около 30 км почти до села Тетрино⁸⁴. Выделяются горные и равнинные тундры. Горные тундры более характерны для северо-западной наиболее приподнятой и глубоко расчлененной части полуострова. Здесь обычны скальные выступы и каменистые осыпи. Располагаются они на высотах более 350–450 м (в зависимости от экспозиции склонов). Равнинные тундры занимают плоские платообразные междуречья к юго-востоку от реки Кола.

Западная часть Мурманского побережья (от государственной границы до острова Кильдин) омывается теплыми водами Нордкапского течения. Как следствие,

⁸⁴ Красная книга Мурманской области. Мурманск, 2003. 400 с.

зима в северо-западной части зоны тундры необычно теплая. Средние январские температуры здесь от минус 8 до минус 10 °С, июльские – около +10 °С. Продолжительность безморозного периода – от 90 до 105 дней, а периода активной вегетации – до 50 дней. К юго-востоку продолжительность безморозного периода сокращается до 80–90 дней, а средняя январская температура понижается до (–11...–12) °С. При средних годовых температурах воздуха около нуля и чуть ниже нуля имеется маломощная, 20–30 м, островная мерзлота.

Преобладают мохово-лишайниковые тундры, чередующиеся с ерниковыми тундрами из полярной березки с участием кустарниковых видов ив на супесчаных и суглинистых грунтах.

В распределении тундровой растительности наблюдаются некоторые закономерности. Береговая полоса шириной от 1 до 5 км, прибрежные острова, в том числе бóльшая часть полуострова Рыбачий, заняты кустарничковыми тундрами. При этом на мурманском побережье тундровая растительность занимает 20–40 % поверхности, остальную часть которой составляют скальные выступы и каменистые осыпи. Дальше от берега моря кустарничковые тундры на сухих местообитаниях сменяются лишайниково-кустарничковыми и лишайниковыми. Менее дренированные участки занимает ерниковая тундра. К юго-востоку от реки Колы значительные площади занимают бугристые болота, чередующиеся с мохово-лишайниковой и кустарниковой тундрой.

Зона лесотундры, как и зона тундры, на Кольском полуострове вытянута с северо-запада на юго-восток в полосе шириной от 20 до 100 км. Обогнув Кольский полуостров, лесотундра выклинивается на побережье Белого моря за селом Стрельна. К северо-западу от реки Колы междуречья грядово-увалистые, с высотами от 300 до 630 м, к юго-востоку – платообразные с высотами от 200 до 400 м, редко более.

Благодаря теплomu Нордкапскому течению климат кольской лесотундры отличается относительно мягкой зимой. Средние январские температуры составляют (–10...–12) °С, средние июльские – (+11...+12) °С. Средние годовые температуры – около 0 °С, местами на доли градуса ниже. На отдельных участках есть маломощная, до 20–25 м, мерзлота, в том числе в торфяниках. Годовое количество осадков – около 600 мм, что примерно на 200 мм больше испаряемости. Коэффициент увлажнения – от 1,3 до 1,5. Пониженные участки плоских междуречий заболочены.

Кольская лесотундра преимущественно березовая. В долинах и на междуречьях встречаются лишайниковые и кустарничковые редколесья, образованные березой извилистой на тундровых или подзолистых иллювиально-гумусовых почвах. Березовые редколесья и криволесья занимают не более 20 % площади лесотундры, остальная ее часть занята торфяными болотами, поросшими березой, и тундрами.

Таяжная зона занимает среднюю и южную части Кольского полуострова и Карелию. Лето в таяжной зоне теплее, чем в лесотундре. Средние июльские температуры – от +12 °С на севере до (+16...+17) °С на юге Кольско-Карельской страны. Зима мягкая – средние январские температуры составляют (–10...–13) °С, снежная. Среднегодовые температуры воздуха положительные. Годовое количество осадков примерно на 200 мм превышает испаряемость. Коэффициент увлажнения – от 1,3 до 1,5, местами более.

Для Кольского полуострова и северной части Карелии (до Пяозера) характерны северотаежные леса из ельников с примесью березы на торфянисто-глеевых почвах на суглинистом субстрате и сосняки на глеево-подзолистых почвах на дресвяном элювии и водно-ледниковых песках; для расположенной южнее части Карелии – среднетаежные сосновые леса с ельниками на суглинистом субстрате в самой южной части страны. На своей северной границе северотаежные леса поднимаются по склонам речных долин и низкогорных массивов до высоты 300–400 м. Выше их сменяет пояс березового криволесья, поднимающегося до высоты 450–600 м. Еще выше располагаются горные тундры. В северной части Западно-Карельской возвышенности отдельные массивы с отметками более 550 м также поднимаются выше верхней границы леса, где таежные леса уступают место березовому редколесью лесотундрового типа, а местами и горной кустарниковой тундре.

По площади абсолютно преобладают сосновые леса, произрастающие и на слабоподзолистых почвах грубого механического состава по грядам и гривам, и на подзолисто-болотных почвах по понижениям. Сосновые леса образуют различные типы насаждений: на сухих скалистых массивах и озах растут боры-беломошники, на относительно пониженных и более увлажненных участках – боры-зеленомошники, по болотам – чахлые сфагновые сосняки.

Еловые леса наиболее распространены на юге Карелии. Здесь они произрастают на слабоподзолистых легко- и среднесуглинистых почвах. В древостое во втором ярусе присутствуют липа и клен.

Болота, преимущественно верховые (сфагновые, грядово-мочажинные), распространены практически повсеместно, на приподнятых участках их меньше, на пониженных больше, но в целом в таежной зоне они занимают до 30 % всей поверхности.

Физико-географические области

В пределах Кольско-Карельской страны выделяется пять физико-географических областей: Западно-Кольская, Восточно-Кольская, Западно-Карельская, Восточно-Карельская и Южно-Карельская (рис. 3).

Западно-Кольская область (1) занимает наиболее приподнятую западную часть Кольского полуострова, в пределах которой наряду с широтной зональностью проявляется вертикальная поясность. В рельефе области сочетаются платообразные междуречья с высотами от 200 до 400 м, разделенные густой сетью речных долин, врезанных на глубину от 50 до 200 м; высокие (от 400 до 600 м) скалистые гряды и холмистые увалы на междуречьях рек Колы и Уры, Уры и Западной Лицы, Западной Лицы и Титовки, Титовки и Печенги на левобережье Печенги, врезанных на глубину от 200 до 400 м; плосковершинные низкогорные массивы с высотами от 600 до 1100 м и более, располагающиеся на междуречье Лотты и Явра (гора Лавна-тундра, 639 м) и юго-восточнее, между Верхнетуломским водохранилищем и Ловозером (в том числе Мончетундра, Хибинны, Ловозерский массив).



Рис. 3. Физико-географические области Кольско-Карельской страны

Побережье на участке от государственной границы до острова Кильдин имеет фиордовый характер. Самый значительный из фиордов – Кольский – вытянут на 60 км при ширине от 1 до 7 км и глубине до 300 м. На междуречьях непосредственно с поверхности залегают архейские граниты и гнейсы, местами перекрытые маломощным чехлом ледниковых (на междуречье Западной Лицы

и Титовки) и водно-ледниковых (в бассейне реки Туломы) отложений. Полуостров Рыбачий и остров Кильдин сложены верхнепротерозойскими сланцами и мраморовидными известняками.

Поверхность междуречий, речные долины и низкогорные массивы несут следы ледниковой экзарации. Наиболее крупные озерные котловины, имеющие в своей основе тектоническую природу, были обработаны ледниками, а многочисленные небольшие озерные котловины имеют ледниковое происхождение. Повсеместно, и на междуречьях, в долинах, и в горных массивах, отмечаются ледниковая штриховка, сглаженные ледниками неровности.

В ряду современных рельефообразующих процессов доминирует глубинная речная эрозия, развивающаяся на фоне общего поднятия территории. Широко распространены процессы криогенного выветривания, обуславливающие накопление крупнообломочного, в том числе глыбового, материала в пределах низкогорных массивов и на высоких междуречьях. На крутых склонах низкогорных массивов и речных долин формируются осыпи, на наклонных поверхностях с чехлом супесчаных суглинистых отложений развиваются процессы солифлюкции.

Восточно-Кольская область (2) испытала существенно меньшие по сравнению с Западно-Кольской областью новейшие поднятия, в том числе поздне- и послеледниковые. Рельеф ее преимущественно равнинный. В северо-восточной части, вдоль баренцевоморского побережья, равнина приподнята до высоты 200–300 м, в юго-западной, вдоль кандалакшского и терского побережий, снижена до 200–5 м. В центральной части в юго-восточном направлении протягивается гряда Кейвы с высотами от 250 до 443 м. В позднем плейстоцене область была покрыта автономным Понойским ледниковым щитом⁸⁵.

Междуречья в пределах Восточно-Кольской области платообразные с отметками высот от 150 до 300 м, местами до 400–500 м. К морю плато обрывается абразионно-тектоническим уступом относительной высотой от нескольких десятков до 200 м и более. Глубины речных долин, расчленяющих поверхность плато, – от 50–150 м в юго-восточной относительно пониженной части до 200 м и более в северо-западной приподнятой. В южной части области значительные площади заняты озерно-ледниковыми, зандровыми и озерно-аллювиальными равнинами, сложенными преимущественно песками и алевритами. В северной части на участках с многолетней мерзлотой встречаются бугры пучения, термокарстовые западины, на склонах, несущих чехол рыхлых суглинистых образований, активно проявляются процессы солифлюкции.

Северная и северо-восточная части области заняты тундрами и лесотундрой. В юго-восточной относительно пониженной части (в бассейне реки Поной) на грубых по механическому составу подзолистых иллювиально-гумусово-железистых почвах произрастают северотаежные редкостойные сосновые леса. Южнее на озерно-ледниковых, зандровых и озерно-аллювиальных равнинах развиты низкорослые, редкостойные еловые леса на торфянисто-подзолистых иллювиально-железистых и торфянисто-подзолистых почвах. На приподнятых, лучше дренированных участках произрастают сосняки-беломошники, местами – ельники-

⁸⁵ С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов [и др.]. Геоморфологическое районирование СССР ...

беломошники. На относительно пониженных участках леса в той или иной степени заболочены или перемежаются массивами болот. Значительные по площади массивы грядово-мочажинных болот располагаются в бассейнах рек Большая Варгуза и Стрельна, в бассейне среднего течения реки Поной.

Западно-Карельская область (3) занимает наиболее возвышенную часть Карелии – вытянутую вдоль государственной границы гряды Манселькя и Западно-Карельскую возвышенность с резко выраженным структурно-денудационным крупногрядовым рельефом на вулканогенных породах, кристаллических сланцах и кварцитах карелид. Между цепями холмов и гряд расположены озерные котловины и выровненные участки, сформированные за счет аккумуляции водно-ледниковых отложений. Рельеф северной части области, где высота гряд достигает 500–657 м, можно отнести к низкогорному. Здесь господствуют среднетаежные сосновые леса. На вершинах наиболее высоких горных гряд на щебнистом элювии на иллювиально-железистых или слабоподзолистых почвах произрастают разреженные лишайниковые сосновые боры паркового типа. Значительные площади занимают скальные выступы. На склонах гряд и низкогорных массивов при наличии сплошного чехла коллювиальных отложений увеличивается густота древостоя, в его составе появляется ель, а в напочвенном покрове – зеленые мхи. По понижениям между грядами располагаются небольшие озера и болота. Болота в пределах области занимают до 10 % площади.

Восточно-Карельская область (4) занимает сниженную восточную окраину Балтийского щита, представляющую собой денудационную цокольную равнину с продолговатыми холмами и грядами, вытянутыми в юго-восточном направлении (моренными холмами, камами и озами). На востоке денудационная равнина переходит в Прибеломорскую низменность, заболоченные между-речные пространства в пределах которой представляют собой поверхности озерно-ледниковой и морской аккумуляции, осложненной выступами кристаллических пород в виде «бараньих лбов» и «курчавых скал».

В западной относительно приподнятой части области господствуют таежные ландшафты. Увалы и гряды здесь покрыты зеленомошными сосновыми лесами или лишайниковыми борами на иллювиально-железистых подзолистых почвах. Разделяющие их пониженные участки заняты верховыми и переходными торфяными болотами. Заболочены на большей части и берега озер. Особенно много болот на Прибеломорской низменности, где они занимают до 70 % всей площади.

Южно-Карельская область (5) расположена на сниженной южной и юго-восточной окраинах Балтийского щита и представляет собой денудационную цокольную холмисто-грядовую (сельговую) равнину, с моренными холмами и грядами, камами и озами, плоскими участками озерно-ледниковой и озерной аккумуляции. Это наиболее теплая область Карелии с суммой активных температур от 1500 до 1600 °С и средними июльскими температурами (+16...+17) °С.

Таежные сельговые ландшафты здесь соседствуют с таежными ландшафтами камовых равнин или долинных зандров с сосновыми травяными борами. Характерно чередование гряд юго-восточного простираения из кристаллических пород, поросших сосновым лесом, с разделяющими их лентообразными озерами и болотами.

Озера и болота занимают до 40 % площади области. Заозеренность увеличивается к юго-востоку. Здесь располагаются крупнейшие озера региона – Ладожское и Онежское, с узкими заливами в скалистых берегах.

Между Ладожским и Онежским озерами, Онежским озером и Онежской губой Белого моря преобладают ландшафты конечноморенных гряд и озерно-ледниковых равнин и болот. На слабоподзолистых почвах, на суглинистых грунтах здесь растут еловые леса, на долю которых приходится до 30 % лесопокрытой площади. Сюда проникают липа и клен. Значительные площади занимают вторичные березовые леса. Наиболее возвышенная часть области – кряж Ветренный пояс с отметками плосковершинной поверхности от 200 до 345 м. Кряж разбит разломами на отдельные гряды с крутыми склонами, поросшие редкостойными сосняками-беломошниками.

Природные ресурсы и их освоение

Кольско-Карельская страна богата минеральными ресурсами. В 2010 году на долю расположенной в ее пределах Мурманской области приходились все производство апатитового и нефелинового концентратов РФ, 10 % получаемого в России железорудного концентрата. Годовая добыча апатит-нефелиновых руд составляет 23,9 млн т, железной руды – 30,4 млн т, комплексных апатитсодержащих руд – 18,2 млн т, медно-никелевых руд – 7,32 млн т. В настоящее время на территории Мурманской области действуют горно-обогатительные комбинаты: «Кольская ГМК», ОАО «Апатит», ОАО «Ковдорский» ГОК, ОАО «Олкон», ОАО «Ковдорслюда», ООО «Ловозерский горно-обогатительный комбинат», ООО «Кольский пегматит», ООО «СеверКварц». На долю республики Карелия приходится около 10 % железной руды, добываемой в РФ. На территории Карелии выявлены месторождения титана, ванадия, благородных металлов, алмазов, слюды; разведаны и эксплуатируются многочисленные месторождения для производства строительных материалов – гранитов, диабазов, мрамора, керамического сырья⁸⁶.

Богатство Карелии – ее леса, составляющие 1,1 % лесного фонда России. Заготовка древесины в 2012 году составила 5,4 млн м³, или 7,3 % от общего объема лесозаготовок в России. В Карелии производятся 9 % всей российской целлюлозы и 23 % бумаги⁸⁷.

Региональные экологические проблемы и особо охраняемые природные территории

Ландшафты Кольского полуострова и Карелии локально нарушены горными разработками. Строительство гидроэлектростанций на реках для местных

⁸⁶ Государственный доклад о состоянии окружающей среды Республики Карелия в 2005 году. Петрозаводск : ПетроПресс, 2006. 344 с. ; Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Мурманской области в 2010 году. Мурманск : Рекламное агентство XXI век, 2011. 152 с.

⁸⁷ Государственный доклад о состоянии окружающей среды Республики Карелия в 2005 году ...

нужд привело к образованию водохранилищ и затоплению речных долин. В Карелии значительно изменены естественные леса. До 36,5 % лесопокрытой площади занимают молодняки. Пашня занимает менее 1 % всей территории.

В пределах Кольско-Карельской страны к настоящему времени создано 5 заповедников – Кандалакшский, Пасвик, Лапландский (в Мурманской области), Кивач и Костомукшский (в Карелии), два национальных парка – Волдозерский, Паанаярви, четыре государственных природных заказника федерального значения – Мурманский тундровый, Канозерский, Туломский, Олонецкий – общей площадью 14169 км². Лапландский биосферный и Кандалакшский заповедники созданы соответственно в 1930 и 1932 годах и относятся к старейшим в России.

На территории Мурманской области ООПТ занимают 11650 км², в том числе 485 км² акватории, что составляет 8 % от площади региона. В их состав входят 3 государственных природных заповедника, 10 государственных природных заказников, из которых 3 – Канозерский, Мурманский тундровый и Туломский, общей площадью 3944 км² – федерального значения, 7 заказников регионального значения – «Варзугский», «Понойский» (биологический), «Понойский» (зоологический), «Симбозерский», «Кутса», «Сейдъяввр» и «Колвицкий» общей площадью 3927 км²; 50 памятников природы общей площадью 141 км² (из них 4 федеральных – «Астрофиллиты горы Эвеслогчорр», «Залежь Юбилейная», «Эпидозиты мыса Верхний Наволок», «Озеро Могильное». Зарезервирована территория под создание государственного природного комплексного заказника «Лапландский лес» общей площадью 140,8 км²⁸⁸.

Карелия – уникальный в экологическом отношении уголок нашей страны. Здесь сохранились последние в Европе участки девственной тайги, не тронутой человеком. Всего в ее пределах создано 168 особо охраняемых природных территорий суммарной площадью 9551,38 км² (часть мелких ООПТ находится в пределах крупных), что составляет 5,3 % всей территории. Здесь располагаются федеральные ООПТ: два заповедника общей площадью 600,47 км², два национальных парка общей площадью 2349,54 км², два федеральных зоологических заказника общей площадью 770 км². Заповедник Кивач, созданный с целью охраны и восстановления эталонного участка среднетаежной подзоны европейской части России, свое название получил название от водопада Кивач на реке Суне. Костомукшский заповедник, в котором сосняки занимают 84 % лесопокрытой площади, создан в целях сохранения эталонного участка северотаежной подзоны европейской части России. Кемь-Лудский участок Кандалакшского заповедника находится на Полярном круге, включает Кемь-Лудские острова с прилегающей 500-метровой зоной акватории⁸⁹.

Национальные парки представлены парком Паанаярви у границы с Финляндией, где находятся одно из самых глубоких (128 м) малых озер мира и самая высокая вершина Карелии гора Нуорунен (575,7 м), с редкими экосистемами горных еловых лесов, участками лесотундры и тундры, и парком Волдозерским (в Карелии) площадью 136 км², где сохранились крупные лесные и болотные массивы, не нарушенные деятельностью человека.

⁸⁸ Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Мурманской области в 2010 году ...

⁸⁹ Государственный доклад о состоянии окружающей среды Республики Карелия в 2005 году ...

Республиканские ООПТ представлены заказниками: охотничьими, лесными и ботаническими, болотными, комплексными гидрологическими общей площадью 5099,6 км² – и памятниками природы: ботаническими, болотными, гидрологическими, ландшафтными площадью 390,46 км².

В предварительный список объектов природного наследия России, включен Валаамский архипелаг в северной части Ладожского озера.

5.3. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ (РУССКАЯ) РАВНИНА

Восточно-Европейская (Русская) равнина – одна из крупнейших платформенных равнин мира. С севера на юг она простирается от берегов Баренцева и Белого морей до берегов Азовского, Черного и Каспийского морей и гор Большого Кавказа на 2,0–2,5 тыс. км, с запада на восток – от Карпат до Урала на 2 тыс. км. Ее общая площадь – около 4 млн км². России принадлежит около 75 % площади всей равнины.

Русская равнина – это сочетание многочисленных возвышенностей, плато, кряжей, низменностей. Средняя высота ее поверхности – около 170 м. Максимальной высоты в ее пределах достигают Тиманский кряж на севере (471 м) и Ставропольская возвышенность на юге (до 831 м), минимальной – на 25 м ниже уровня Мирового океана – берег Каспийского моря. Амплитуда высот, таким образом, составляет 856 м, однако если рассматривать не всю равнину, а отдельные ее участки площадью в сотни тысяч квадратных километров, то перепады высот оказываются гораздо меньшими – от первых десятков до 150 м, редко более.

На всех схемах физико-географического районирования Русская равнина имеет ранг «страны». Менее единодушны специалисты при выделении в ее пределах ландшафтных зон, областей, провинций, районов⁹⁰.

Рельеф и геологическое строение

Русская равнина с востока ограничена горами Урала, с юга – горными сооружениями Большого Кавказа и Крыма, с запада – Карпатами и Польской низменностью. Ее геотектоническую основу образуют Русская плита древней Восточно-Европейской платформы, а также примыкающие к ней с северо-востока Тимано-Печорская эпибайкальская и с юга эпигерцинская Скифская плиты. К Русской равнине также относят прилегающие к ней предгорные прогибы, которые по особенностям геологического строения и развития рельефа тяготеют к ней больше, чем к обрамляющим равнину горным сооружениям Урала, Кавказа и Карпат. В этих границах Русская равнина характеризуется общностью режима и интенсивности неотектонических движений, сходным характером денудации и аккумуляции, хорошо выраженной геоморфологической зональностью.

⁹⁰ Давыдова М.И., Раковская Э.М., Тушинский Г.К. Физическая география СССР ... ; Макунина А.А. Физическая география СССР ... ; Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР ... ; Раковская Э.М., Давыдова М.И. Физическая география России ... ; Физико-географическое районирование СССР ... ; Атлас СССР ... ; Карта физико-географического районирования СССР ...

Равнинность Русской равнины, как и других платформенных равнин, определяется, в первую очередь, горизонтальным и субгоризонтальным залеганием толщ разновозрастных осадочных пород, слагающих осадочный чехол Русской, Тимано-Печорской и Скифской плит. В разных своих частях Русская равнина вступила на путь континентального развития в период от раннего палеозоя до плейстоцена⁹¹. Неровности в ее пределах – возвышенности, низменности, кряжи – обособились преимущественно в неоген-четвертичное время в результате проявления неотектонических движений, амплитуда которых на разных участках составляла от 0 до 300 м и более⁹².

Основными типами морфоструктур на Русской равнине являются денудационные пластовые и пластово-моноклиналильные равнины (возвышенные, средневысотные, сниженные) и аккумулятивные низменности, по-разному соотносящиеся со структурами осадочного чехла и складчато-кристаллического основания; реже распространены кряжи на обнаженном или полуобнаженном складчатых основаниях (Тиманский, Донецкий). Если снять чехол четвертичных отложений, то рельеф поверхности коренных пород на большей части равнины будет эрозионно-денудационным и лишь на отдельных участках аккумулятивным.

Важными событиями в истории развития Русской равнины явились плейстоценовые оледенения. Следствием того, что оледенения в разное время захватывали разные участки равнины, ее северная, средняя и южная части приобрели настолько существенные особенности в строении рельефа и покрова четвертичных отложений, что их внутренние различия, обусловленные морфоструктурными особенностями, отступили на второй план.

С учетом соответствующих особенностей Русскую равнину делят на три провинции – Северорусскую, Среднерусскую и Южнорусскую⁹³.

Северорусская провинция простирается от Балтийского моря на юго-западе до Пай-Хоя и Полярного Урала на северо-востоке. Вдоль ее южной границы протягиваются Смоленско-Московская возвышенность и Северные Увалы. Валдайская возвышенность, вытянутая в меридиональном направлении, и Тиманский кряж, ориентированный в северо-западном направлении, делят ее на три части. К западу от Валдайской возвышенности находятся Псковская и Ильмено-Ладожская низменности, между Валдайской возвышенностью и Тиманским кряжем – Верхневолжская, Молого-Шекснинская, Северо-Двинская и Мезенская низменности, между Тиманским кряжем и Уралом – Печорская низменность. Среди низменностей располагаются островные возвышенности, обособляющие бассейны рек и озер. Силурийское плато, возвышенности Ханья и Судомская разделяют бассейны озер Ильмень и Псковского; Андомская возвышенность разделяет верховья Волги и Онеги; Сухоно-Двинская – бассейны рек Онеги и Северной Двины; Двинско-Мезенская возвышенность – бассейны рек Северной Двины и Мезени.

Северорусская провинция охватывает территорию, на которой господствует ледниковая и водно-ледниковая морфоскульптура. Провинция отличается и опре-

⁹¹ Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья ... ; Смирнова М.Н. Основы геологии СССР ...

⁹² Карта новейшей тектоники ...

⁹³ Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей ...

деленной морфоструктурной общностью⁹⁴ – здесь преобладают пластовые аккумулятивные низменности на Балтийской, Московской и Печорской синеклизах с останцовыми пластово-моноклинальными денудационными возвышенностями и грядами. В пределах провинции в раннем, среднем и позднем плейстоцене располагались ледниковые покровы, в том числе предпоследний – московский и последний – валдайский. Для западной ее части характерны хорошо сохранившийся ледниково-аккумулятивный и водно-ледниковый рельеф, слабая переработка ледникового и водно-ледникового рельефа склоновыми и эрозионными процессами, множество озер ледникового и ледниково-тектонического происхождения, приуроченность речных долин к ложбинам стока талых ледниковых вод и ледниково-озерным понижениям⁹⁵. Мощность четвертичных отложений, преимущественно ледниковых и водно-ледниковых, составляет здесь от 10–15 до 200 м.

В этой области хорошо выражены системы конечноморенных гряд протяженностью от сотен метров до нескольких десятков километров, относительной высотой от нескольких десятков метров до 100 м и более. В плане они нередко имеют дугообразную форму, отвечающую очертаниям края ледника. Весьма характерны формы, созданные при участии мертвого льда, – камы и озы. Камы, как правило, занимают самые высокие участки. Это округлые в плане или вытянутые холмы относительной высотой 10–15 м (иногда и более) с куполовидной вершиной и склонами крутизной 15–30°. Сложены они горизонтально-слоистыми и косослоистыми песками с прослоями гравия и гальки. Озы обычно вытянуты в субмеридиональном направлении и сложены валунно-галечно-гравийным материалом и разнозернистыми косослоистыми песками. Широко распространены плоские моренные равнины с массивами небольших холмов и зандры, водораздельные и долинные. Здесь встречается множество небольших округлых и округло-лопастных в плане озер, формирование котловин которых было обусловлено в одних случаях неравномерной аккумуляцией ледникового материала, в других – просадками при таянии глыб мертвого льда. Наиболее крупные озера Псковское, Чудское, Ильмень располагаются среди моренных равнин и представляют собой реликты приледниковых плотинных водоемов, занимающих тектонические депрессии, испытавшие ледниковую экзарацию.

Среднерусская провинция характеризуется сочетанием субмеридионально вытянутых пластовых и пластово-моноклинальных денудационных и разделяющих их аккумулятивных сниженных равнин. В эту провинцию за пределами России входят Приднепровская возвышенность и Приднепровско-Припятская низменность, а в России – Среднерусская возвышенность и Донецкий кряж, Волжско-Оско-Донская полоса сниженных равнин, Приволжская возвышенность и Ергени, Низкое Заволжье и Высокое Заволжье. Приднепровская возвышенность сформирована в пределах Украинского щита. Приднепровско-Припятская низменность соответствует Днепровско-Донецкому прогибу, в пределах которого тектоническое погружение отмечалось и в кайнозое.

⁹⁴ Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей ... ; Морфоструктура и морфоскульптура равнин СССР и дна окружающих его морей ...

⁹⁵ Жучкова В.К., Раковская Э.М. методы комплексных физико-географических исследований ...

Среднерусская пластово-моноклиальная возвышенность в южной своей части расположена на Воронежской антеклизе. Породы кристаллического фундамента, перекрытые толщей меловых и палеогеновых отложений, здесь залегают на глубинах от нескольких десятков до первых сотен метров. В северной части возвышенность приурочена к приподнятому южному крылу Московской синеклизы, сложенному толщей карбонатных пород девонской и каменноугольной систем, местами перекрытых юрскими глинами и меловыми песками. Донецкий кряж образован на месте пенепленизированного внутриплатформенного складчатого сооружения.

Волжско-Окско-Донская полоса сниженных равнин включает Унженскую, Заветлужскую и Волжско-Клязьменскую низменности, Мещёрскую низину и Окско-Донскую равнину. Вся эта полоса низменностей и сниженных равнин представляет собой зону новейших опусканий, в пределах которой сформировалась мегавпадина с повышенной мощностью четвертичных, а в пределах Окско-Донской равнины и неогеновых, лагунных и озерно-аллювиальных отложений, наложенная в северной ее части на Московскую синеклизу, в средней – на Пачелмский авлакоген, в южной – на восточное крыло Воронежской антеклизы.

Приволжская пластово-моноклиальная возвышенность и Ергени – новейшее поднятие, сформированное в пределах Токмовского свода Волго-Уральской антеклизы и Ульяновско-Саратовской синеклизы. В пределах Приволжской возвышенности на севере вскрываются пермские, юрские и меловые отложения, южнее – меловые и палеогеновые. Ергенинская пластовая возвышенность сложена мощной толщей аллювиально-дельтовых песков ранне- и среднеплиоценового возраста.

Низкое Заволжье соответствует плиоцен-четвертичному прогибу, наложенному на западное крыло Волго-Уральской антеклизы и на Ульяновско-Саратовскую синеклизу. В пределах прогиба располагается среднеплиоценовая долина Волги, погребенная под толщей морских и аллювиально-озерных отложений верхнего плиоцена.

Высокое Заволжье – это сочетание пластово-моноклиальных возвышенностей (Вятский Увал, Верхнекамская, Бугульминско-Белебеевская, Елабужская возвышенности, Общий Сырт) на пермских и мезозойских отложениях в пределах Волго-Уральской антеклизы.

Морфоскульптура Среднерусской провинции в плиоцен-четвертичное время формировалась в континентальных условиях. Возвышенности, за рядом исключений, представляют собой области устойчивой денудации, в частности эрозии, проявившейся на фоне слабых и умеренных поднятий. Сниженные равнины и низменности периодически становились ареной субаквальной аккумуляции и преобразовывались субэральными процессами позднее, чем возвышенности (на юге – в последнепроевское время, на севере – в послемосковское и даже в послевалдайское время).

Экзогенные рельефообразующие процессы, действовавшие на неотектоническом этапе на относительно приподнятых и сниженных участках равнины, создали в их пределах региональные морфологические комплексы (РМК) – территориально целостные исторически сложившиеся сочетания форм рельефа ха-

ракторного внешнего облика⁹⁶. Специфика соответствующих РМК определяется величиной и режимом поднятий и опусканий, типом и интенсивностью денудации и аккумуляции, особенностями субстрата, влиянием реликтовых форм рельефа, особенностями проявления самих этих процессов.

На Приднепровской возвышенности междуречья волнистые, реже плоские, с невысокими грядами и скальными выступами. Придолинные участки междуречий из-за глубокого эрозионного расчленения «гористые». Там, где реки врезаются в кристаллические породы, их долины имеют облик каньонов. Речная сеть древовидно-коленчатая, что связано с ориентировкой тектонических нарушений в приповерхностной части кристаллического массива.

Среднерусская возвышенность к югу от города Орла в четвертичное время не подвергалась прямому воздействию ледника и талых ледниковых вод. Северная, северо-западная и северо-восточная части возвышенности в пределах Орловской, Тульской и Рязанской областей в среднечетвертичное время покрывались днепровским ледником. Мощность ледниковых отложений – от 0,5 до 10 м, местами они размыты. На междуречьях нет специфических форм ледникового рельефа, свойственного областям более молодых оледенений (московского и валдайского). Поверх морены повсеместно залегает чехол лёссовидных суглинков мощностью 2–6 м. Такие суглинки на междуречьях повсеместно распространены и во внеледниковой области.

Воздымание Среднерусской возвышенности в ее южной части началось в миоцене, в северо-восточной – в конце плиоцена, однако и там, и там существующий ныне рельеф в основных своих чертах был сформирован уже к началу плейстоцена. К этому времени сетью речных долин возвышенность была расчленена на систему пологих увалов и холмов разной относительной высоты. Ледниковые отложения в северной части возвышенности плащеобразно залегают на поверхности таких увалов, от их приводораздельных частей до склонов долин и балок⁹⁷. Почти сплошная распашка междуречий в XVIII–XX веках, изменившая прежние условия стока, обусловила активную овражную эрозию. Как следствие, Среднерусская возвышенность сейчас – один из регионов России с наиболее густой овражной сетью.

Приволжская возвышенность асимметрична. Ее западный макросклон длинный и пологий, рисунок эрозионной сети в его пределах древовидный, междуречья пологоувалистые, а их сочленение с пологопокатыми склонами долин и широких балок – плавное. Обращенный к Волге восточный макросклон возвышенности – короткий и крутой, расчленен системой субмеридиональных долин Волжского и Донского бассейнов. Долины рек Иловли, Медведицы, Суры и Свяги протягиваются субпараллельно Волге. Между ними располагаются ступенчатые междуречные плато, края которых густо расчленены оврагами. Правый коренной борт долины Волги из-за глубокого и густого расчленения представляет собой систему высоких холмов. На междуречьях отмечается наличие в разной степени перемытых ледниковых отложений эпохи максимального для Русской равнины оледенения⁹⁸.

⁹⁶ Кривцов В.А. Рельеф Рязанской области (региональный геоморфологический анализ). Рязань, 1998. 195 с.

⁹⁷ Там же.

⁹⁸ Спиридонов А.И. Геоморфология европейской части СССР ...

Возвышенности Высокого Заволжья располагаются вне зоны плейстоценовых покровных оледенений. Все они отличаются четко выраженной ярусностью и ступенчатостью пластового рельефа. В пределах каждой ступени зоны расчленения с увалистыми и холмисто-останцовыми междуречьями чередуются с плоскими поверхностями плато. Разновысотные плато, как и речные долины, вытянуты преимущественно в меридиональном направлении. В южной части Высокого Заволжья, в том числе на возвышенности Общий Сырт, рисунок эрозионной сети меняется. Здесь преобладают субширотные долины и, соответственно, субширотные плоские и останцово-ступенчатые междуречные плато.

В морфоскульптуре сниженных аккумулятивных равнин Приднепровско-Припятской, Волжско-Окско-Донской и Низкого Заволжья имеются как черты сходства, так и определенные различия⁹⁹. Общее для них то, что все они плейстоценовые континентальные аккумулятивные и на значительной своей части несут чехол покровных лёссовидных суглинков. Различия же заключаются в том, что формирование их началось в разное время. Приднепровско-Припятские и Волжско-Окско-Донские равнины образованы в основном в среднечетвертичное время, после таяния располагавшихся в их пределах днепровского и московского покровных ледников. Здесь на разных участках сформировались плосковолнистые моренные, зандровые, а позднее в перигляциальных условиях и террасированные озерно-аллювиальные равнины, дренированные текущими в субширотном направлении реками Припятью, Клязьмой, Окой. На Окско-Донской равнине преобладают субмеридионально ориентированные долины, наследовавшие в одних случаях ложбины стока талых ледниковых вод, в других – доледниковые, в том числе неогеновые, долины.

В Низком Заволжье речная сеть широтная, разветвленная. Здесь во внеледниковой области формирование аккумулятивных равнин происходило с раннего плейстоцена то в гумидных, то в перигляциальных условиях. К концу плейстоцена рисунок гидросети и морфология речных долин и междуречий приобрели современный облик.

Южнорусская провинция включает Азово-Кубанскую низменность, Прикаспийскую низменность и разделяющую их Ставропольскую возвышенность.

Азово-Кубанская низменность – четвертичная аллювиальная равнина. Располагается она в пределах Скифской плиты, южного края Русской плиты и предгорного Азово-Кубанского прогиба; формировалась в условиях умеренных опусканий в плиоцене и поднятий в позднем плейстоцене¹⁰⁰. Тогда же, в позднем плейстоцене, произошло осушение Азовского моря. Вновь оно возникло в голоцене.

Поверхность Азово-Кубанской низменности в основном формировалась как аккумулятивная равнина, чему способствовал вынос рекой Кубанью и ее левыми притоками огромной массы обломочного материала с Большого Кавказа. Северную часть низменности занимают лёссовые аккумулятивно-эрозионные равнины. Лёссы здесь залегают на плиоценовых красных глинах. Лёссовые равнины расчленены долинами рек Бейсуг, Челбас, Ея, Сосыка и многочисленными балками.

⁹⁹ С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов [и др.]. Геоморфологическое районирование СССР ...

¹⁰⁰ С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов [и др.]. Геоморфологическое районирование СССР ... ; Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР ...

В южной части низменности, между реками Бейсуг и широтным участком реки Кубань, располагаются аллювиальные равнины с лёссовым покровом. В низовьях Кубани сформировались дельтовые аллювиальные равнины. В настоящее время дельта Кубани продолжает выдвигаться в Азовское море.

Прикаспийская низменность занимает центральную и западную части Прикаспийской синеклизы, а на юго-западе – часть Скифской плиты. Абсолютные отметки ее поверхности понижаются с севера на юг от 100 до минус 25 м от уровня Каспийского моря. В позднечетвертичное время она испытала обширные морские ранне- и позднехвалынские трансгрессии. Их уровни располагались на абсолютных отметках соответственно 48–50 и 0 м.

Раннехвалынская морская аккумулятивная равнина простирается от Приволжской возвышенности на западе до Подуральского плато на востоке. Максимальной высоты 50 м она достигла у подножий Общего Сырта. Морфологически это ровная, как стол, слабонаклонная к югу безводная поверхность морского дна, с неглубокими бессточными впадинами расплывчатых очертаний, ложбинами и буграми. Во впадинах, располагающихся на поверхности соляных куполов, образуются соляные озера (Эльтон, Баскунчак, Боткуль и др.) или периодически высыхающие соры.

Позднехвалынская морская аккумулятивная равнина располагается на отметках от 0 до минус 25 м. Сложена она преимущественно песками, интенсивно перевевавшимися в голоцене. Переветывание песков происходит и в настоящее время. Характерными формами рельефа в ее пределах являются так называемые *бэровские бугры* (вероятно, эоловые образования). Местами выделяются цепочки береговых валов. Залегающие с поверхности пески легко впитывают скудную влагу, и поэтому эрозионные процессы здесь практически не проявляются. Через морскую аккумулятивную равнину транзитом течет лишь Волга, разветвляющаяся ближе к морю на дельтовые рукава и протоки. Огромный, до 12 тыс. км², веер волжской дельты выходит из Волго-Ахтубинской поймы и расширяется к югу до 130 км. Из современных рельефообразующих процессов здесь наиболее активны эоловые, а также аллювиальная аккумуляция.

Ставропольская пластово-моноклиальная возвышенность в своей основе имеет Ставропольский свод – выступ палеозойского складчатого основания. Сложена она палеогеновыми и неогеновыми осадками, представленными преимущественно глинами и песками. Сверху на них залегают лёссовидные суглинки. Наиболее приподнята (до 750–831 м) возвышенность в ее южной части. На поверхностях междуречий здесь выделяются обширные плоскодонные ложбины, переходящие в глубокие балки. Широкое распространение имеют суффозионные процессы на междуречьях и оползневые процессы в долинах рек. Для центральной части возвышенности характерны платообразные междуречья с высотами от 400 до 600 м и глубокие долины со ступенчатыми склонами. По периферии возвышенности сформировалась густая и глубокая долинно-балочная сеть. Междуречья здесь холмисто-увалистые, абсолютной высотой от 400 до 200 м.

Климат

Климат Русской равнины определяется ее положением в умеренном и субарктическом климатических поясах, близостью Атлантического и Северного Ледовитого океанов, наличием по соседству громадного азиатского массива суши, что обуславливает различия в циркуляции воздушных масс в теплое и холодное времена года. Постоянная смена воздушных масс над равниной, сопровождаемая изменением облачности, влияет на соотношение прямой и рассеянной радиации и наряду с широтой местности определяет различия в ее распределении. В течение всего года Русская равнина находится под влиянием западного переноса, вследствие чего с Атлантического океана в ее пределы выносятся морской воздух умеренных широт.

Суммарная радиация изменяется от 65 ккал/см²год на побережье Баренцева моря до 120 ккал/см²год на юге и юго-востоке равнины. Наибольшие ее значения отмечаются в июне при максимальных высоте солнца и продолжительности светового дня: от 14 ккал/см²мес. на территории Псковской области до 18 ккал/см²мес. на Прикаспийской низменности. Увеличение суммарной солнечной радиации к юго-востоку объясняется уменьшением в том же направлении облачности.

Годовой радиационный баланс изменяется от 15 ккал/см²год на арктическом побережье до 45–50 ккал/см²год в Предкавказье, что составляет 35–40 % суммарной радиации. В северной части равнины наибольшие потери солнечной радиации приходится на переходные сезоны, когда здесь еще (или уже) лежит снег и альбедо больше, чем в центральных районах. Радиационный баланс на севере равнины имеет отрицательные значения с ноября по февраль, на юге – в декабре–январе. Максимальные значения радиационного баланса (7–8 ккал/см²мес.) на большей части равнины наблюдаются в июне – июле.

Радиационное тепло, полученное земной поверхностью, в пределах равнины тратится на испарение и турбулентный теплообмен неравномерно – в зависимости от условий увлажнения и адвекции различных воздушных масс. На меридиане города Рязани на всех широтах затраты тепла на испарение больше, чем на турбулентный теплообмен (на широте Полярного круга в 4 раза, в Краснодарском крае в 1,2 раза). К югу затраты тепла на турбулентный теплообмен постепенно увеличиваются, а на испарение сокращаются. На меридиане Самары (50° в. д.) на Полярном круге затраты тепла на испарение лишь в 1,5 раза больше, чем на турбулентный теплообмен, что связано с более частой адвекцией холодного арктического воздуха по сравнению с западными районами. На Прикаспийской низменности, где испаряться практически нечему, затраты тепла на турбулентный теплообмен в 2 раза больше, чем на испарение (разность испаряемости и осадков достигает 700 мм). Летом на большей части равнины (за исключением Прикаспийской низменности) затраты тепла на испарение в 2–3 раза превышают турбулентный поток тепла, а на юге зоны широколиственных лесов – даже в 3–4 раза. В центральных районах максимальные значения испарения отмечаются в июне (до 110 мм), что связано со значительными запасами влаги в почве. В августе испарение уменьшается до 70 мм, на Прикаспийской низменности – до 20 мм. Во вторую половину лета в лесостепной и степной зонах турбулентный поток тепла увеличивается до 4 ккал/см²мес, а в полупустынных

районах Прикаспийской низменности – до 6 ккал/см²мес. В северо-западных районах российской части Русской равнины первая половина лета из-за частых заточков влажного воздуха с Атлантики холоднее, чем вторая.

В теплое время года, особенно в июне–августе, в пределах Русской равнины радиационный баланс меняется мало, однако температура воздуха в южных областях в 1,5–2 раза выше, чем на Полярном круге. Одной из причин такого распределения температур является изменение соотношения между составляющими теплового баланса. В южных и юго-восточных районах сокращаются затраты тепла на испарение и увеличивается турбулентный поток тепла в атмосферу. За три летних месяца в Новгородской области на испарение расходуется 12 ккал/см², на турбулентный теплообмен – 7 ккал/см², в Астраханской области – соответственно 5 и 18 ккал/см².

Циклоны наиболее часто посещают северо-западную часть равнины. С их приходом связаны увеличение облачности, осадки и некоторое понижение температуры. Атлантический воздух, перемещаясь к востоку над континентальными районами, постепенно прогревается и дополнительно насыщается влагой за счет испарения с поверхности. При прохождении циклонов с северо-запада в их тыловых частях на Русскую равнину вторгается холодный, прозрачный арктический воздух с малым влагосодержанием. Перемещаясь с севера на юг, он быстро прогревается и дополнительно увлажняется над поясом лесов, что ведет к увеличению облачности и выпадению осадков. В начале июня такие вторжения холодного воздуха приводят к заморозкам на почве даже в центральных районах равнины.

Циклоны на Русскую равнину летом выходят и с юго-запада, из субтропиков. В их теплых секторах облачность при этом незначительная. Частая повторяемость заточков тропического воздуха с Атлантики приводит к уменьшению количества осадков в южных областях. Осадки выпадают лишь на холодных фронтах и имеют преимущественно ливневый характер.

Над Прикаспийской низменностью в летнее время формируется очень теплая, сухая воздушная масса. Отсюда в процессе циркуляции по западной периферии антициклонов теплый воздух выносится в центр Русской равнины, где начинается рост температур. В условиях малой облачности этот воздух здесь почти не охлаждается, мало меняется и его относительная влажность.

Осадки теплого периода, как и зимой, преимущественно адвективные. Основная их часть выпадает из атлантического воздуха, даже трансформированного в континентальный. В основном осадки связаны с фронтами. Доля внутримассовых осадков не превышает 10 %. На западе и северо-западе равнины с апреля по октябрь выпадает 450–550 мм осадков (до 70 % их годового количества), в южных и юго-восточных районах – 200–250 мм. Частая повторяемость антициклонов, незначительная облачность, малое количество осадков и большие суммы тепла, расходуемого на нагревание воздуха, на юго-востоке равнины периодически приводят к засухам.

Северная часть равнины отличается избыточным увлажнением, центральная – достаточным, южная – недостаточным. Нулевая изолиния разности между осадками и испаряемостью проходит от 50° с. ш. на западе равнины до 55° с. ш. на ее востоке и примерно совпадает с южной границей зоны широколиственных лесов.

В холодное время года этот воздух относительно более теплый, чем подстилающая поверхность. Адвекция теплого воздуха происходит в теплых секторах западных циклонов (в среднем по 4 в месяц) и по северо-западной периферии западных антициклонов. Их перемещение сопровождается резкой сменой воздушных масс, вызывающей потепление или похолодание. На южную часть равнины периодически выходят средиземноморские циклоны (по 1–2 в месяц), что приводит к повышению температуры до (+5...+7) °С и сходу снежного покрова. В отдельные годы, как, например, в январе 2002 года, циклоническая активность выше обычной. Количество циклонов увеличивается до 8–10 в месяц, что предопределяет частую смену погоды, частые оттепели и общий рост температур, сопровождающийся сходом снежного покрова даже в центральных районах равнины. Число дней с оттепелями в полосе между 50-й и 60-й параллелями на западе – в среднем 45, на востоке (в Предуралье) – 25.

Зимой перемещение циклонов с северо-запада на юго-восток приводит к адвекции на Русскую равнину холодного воздуха. В тылу циклонов и по восточной периферии антициклонов холодный воздух проникает далеко на юг, вплоть до Ставрополя. В северо-восточные районы равнины холодный арктический воздух поступает чаще, чем в западные. Сюда же периодически распространяется холодный воздух из Сибири.

В северной части равнины с ноября по март выпадает 125–150 мм осадков, что составляет около 30 % их годового количества. При этом образуется снежный покров высотой от 60 до 70 см в западных районах, до 80 см в восточных районах. Отсутствие сильных оттепелей приводит к тому, что максимальной толщины снежный покров здесь достигает к концу зимы. Время существования устойчивого снежного покрова изменяется от 180 дней в западных районах до 210 дней в восточных. К югу высота снежного покрова и время его существования постепенно сокращается. На широте Москвы в западных районах равнины высота снежного покрова составляет около 30 см, а число дней с устойчивым снежным покровом составляет от 120 до 150. На широте Воронежа эти показатели изменяются – соответственно от 20 см на западе до 30 см на востоке и 100–130 дней.

Особенности циркуляции воздушных масс в условиях отрицательного радиационного баланса в холодное время года предопределяют общую тенденцию понижения температур с запада на восток в январе от минус 4 °С в Калининградской области до (–16...–18) °С в Предуралье. Разница в средней январской температуре на западе и востоке равнины на широте Санкт-Петербурга составляет 8 °С, на широте Рязани – 11 °С, на широте Воронежа – 5 °С.

С учетом всех климатообразующих факторов, их изменения с севера на юг и с запада на восток Б.П. Алисов разные части Русской равнины отнес к разным климатическим областям – атлантической (в субарктическом поясе); атлантико-арктической таежной, атлантико-континентальной европейской смешанных, широколиственных лесов и лесостепной; атлантико-континентальной европейской степной; континентальной Восточноевропейской пустынь и полупустынь¹⁰¹.

¹⁰¹ Алисов Б.П. Климат СССР ...

Субарктический пояс. Атлантическая область. Ее южная граница проходит примерно по Полярному кругу. Область влажная, умеренно холодная. Суммарная солнечная радиация составляет около 65 ккал/см²год. Среднегодовая температура воздуха колеблется от минус 1,1 до минус 0,2 °С. Здесь существует таликовая многолетняя мерзлота. Сумма активных температур – 200–600 °С, увлажнение избыточное (средняя разница осадков и испаряемости равна +200 мм).

Умеренный пояс. Атлантико-арктическая область. Ее южная граница на меридиане Нижнего Новгорода проходит примерно по 60-й параллели, восточнее постепенно смещается к северу, до 62° с. ш. в Предуралье. Территория избыточно влажная, умеренно теплая. Суммарная солнечная радиация равна 75–80 ккал/см²год, радиационный баланс – от 24 до 33 ккал/см²год. Среднегодовая температура воздуха положительная, от +0,2 до +2,5 °С. Сумма активных температур – 800–1400 °С. Средняя продолжительность безморозного периода уменьшается с юго-запада на северо-восток от 120 до 90 дней. К востоку от 45° в. д. заморозки возможны в течение всего лета. Среднегодовая разность осадков и испаряемости равна +200 мм. Растительность представлена северотаежными хвойными лесами.

Атлантико-континентальная европейская лесная и лесостепная область – умеренно влажная, умеренно теплая. Суммарная солнечная радиация с севера на юг увеличивается от 80 до 110 ккал/см²год, радиационный баланс – от 33 до 45 ккал/см²год, среднегодовая температура воздуха – от +0,2 до +6 °С. Среднегодовая разность осадков и испаряемости изменяется от +200 мм в северной части до минус 100 мм в южной. Возвышенности, находящиеся на пути атлантических воздушных масс, увеличивают количество осадков на наветренных склонах на 50–150 мм по сравнению с соседними низменностями. Сумма активных температур изменяется от 1600 на севере до 2400 °С на юге, средняя продолжительность безморозного периода – от 120 до 240 дней. Растительность: южнотаежные леса, смешанные хвойно-широколиственные леса, широколиственные леса, лесостепь.

Атлантико-континентальная европейская степная область – недостаточно влажная, очень теплая. Суммарная солнечная радиация – 110–120 ккал/см²год, радиационный баланс – 45–50 ккал/см²год. Среднегодовая температура воздуха – от +6 до +11 °С. Сумма активных температур – 2400–3200 °С. Продолжительность безморозного периода – 240–300 дней. Средние июльские температуры составляют от +22 до +24 °С. Один–два раза в десятилетие отмечается засуха. Исходная растительность степная. Среднегодовая разность осадков и испаряемости – от минус 200 до минус 400 мм.

Континентальная восточноевропейская полупустынная и пустынная область – умеренно сухая, очень теплая, занимает Прикаспийскую низменность. Суммарная солнечная радиация здесь равна 115–120 ккал/см²год, радиационный баланс – 45–50 ккал/см²год. Среднегодовая температура воздуха составляет (+6...+9) °С. Среднегодовая разность осадков и испаряемости – от минус 400 до минус 700 мм. Сумма активных температур – 2800–3400 °С. Средняя июльская температура равна (+22...+25) °С. Большая сухость поверхностного слоя почв, не закрепленных растительностью, приводит к пыльным бурям, число которых в районе озера Баскунчак достигает 50–60 за год. Наибольшее количество пыльных бурь приходится на май.

Поверхностные воды

Русская равнина отличается хорошо развитой речной сетью, которая относится к бассейнам Северного Ледовитого и Атлантического океанов и внутреннему Каспийскому бассейну. Всего с российской части Русской равнины в год стекает около 800 км^3 воды.

На север, в моря Северного ледовитого океана, несут свои воды Печора, Северная Двина, Мезень и Онега (общая площадь их бассейнов достигает 820 тыс. км^2). В Балтийское море впадают Нева, Луга, Западная Двина (площадь балтийского бассейна в пределах России – около 300 тыс. км^2). В Черное море впадает Днепр (общая площадь бассейна – 503 тыс. км^2 , российская часть – примерно 100 тыс. км^2), в Азовское – Дон (бассейн составляет 422 тыс. км^2) и Кубань (бассейн – около 45 тыс. км^2). В Каспийское море несут свои воды Волга, Кума и Терек. К бассейну Волги, занимающему 1380 тыс. км^2 , относится 46% площади Русской равнины.

Реки бассейна Северного Ледовитого океана имеют преимущественно снеговое питание. В бассейне Печоры, например, доля снегового питания равна 55% , дождевого – 25% , грунтового – 20% . В тундре благодаря наличию мерзлоты грунтовое питание не превышает 5% . При малых потерях на испарение и инфильтрацию в грунты на образование стока расходуется бóльшая часть осадков. Так, в бассейне Северной Двины коэффициент стока составляет $0,62$, а в бассейне Печоры – $0,82$. На Крайнем Севере, в бассейне реки Усы, в условиях сплошной мерзлоты коэффициент стока достигает $0,92$. Модуль стока на этой территории составляет $8\text{--}12 \text{ л/с км}^2$, а слой стока – соответственно $300\text{--}350 \text{ мм}$.

Водный режим северных рек в целом характеризуется высоким весенним половодьем, летней меженью, прерываемой дождевыми паводками, и, наконец, зимней меженью, более низкой, чем летняя. На весну в среднем приходится 60% годового стока, на лето – $10\text{--}20 \%$, на осень – 20% , на зиму – $5\text{--}10 \%$. Из-за позднего снеготаяния половодье на реках подолжается и в июне. Оно сопровождается значительным подъемом воды – от $5\text{--}8 \text{ м}$ на Мезени до $10\text{--}12 \text{ м}$ на Северной Двине и Печоре. Вскрытие основных рек, несущих свои воды на север в Белое и Баренцево моря, начинается с их верховий. Так, например, Северная Двина в верховьях вскрывается в среднем 24 апреля, а в низовьях – 6 мая. При этом образуются мощные заторы, сопровождающиеся большими подъемами уровня воды¹⁰².

Все реки бассейна Северного Ледовитого океана отличаются слабой минерализацией, как правило, менее 100 мг/л . Мутность воды в среднем не превышает 50 г/м^3 .

Реки бассейна Балтийского моря в пределах России собирают воду на территории Республики Карелия, Ленинградской, Псковской, Новгородской, Тверской и Смоленской областей. В Балтийское море несут свои воды реки Луга и Западная Двина, истоки которых находятся соответственно в Новгородской и в Тверской областях. Между Невой и Лугой располагается сложенное известняками Силурийское плато, в пределах которого поверхностный сток практически отсутствует. Талые снеговые и дождевые воды поглощаются здесь карстовыми воронками. По периферии плато отмечаются обильные выходы подземных вод. Здесь берут свое

¹⁰² Львович М.И. Реки СССР. М., 1971.

начало реки Ижора, Оредеж, Систа, Черная и др. Нева, наиболее многоводная из рек бассейна Балтийского моря, вытекает из Шлиссельбургской губы Ладожского озера у г. Петрокрепость и впадает в Финский залив. Хотя длина Невы равна всего 74 км, она собирает воды с обширной (281 тыс. км²) территории, включающей бассейны Ладожского и Онежского озер, а также Волхово-Ильменский бассейн. Собственный водосбор Невы составляет всего около 6 тыс. км². Для этой реки характерно равномерное распределение стока в течение года, что связано с регулирующим влиянием Ладожского озера. Расходы воды в Неве за период наблюдений менялись от 1000 до 4500 м³/с.

Река Луга, огибающая Силурийское плато с юга, отличается повышенной долей грунтового питания, которое она получает за счет карстовых вод плато.

Западная Двина (в Латвии – Даугава) вытекает из озера Двинец, расположенного в 13 км к югу от истока Волги. Длина реки составляет 1020 км. На территории России, в Тверской и Смоленской областях, располагается верхний участок реки протяженностью 120 км.

Для рек бассейна Балтийского моря характерно смешанное питание. Доля талых снеговых вод составляет 40–50 %, дождевых – 25–30 %, подземных – 25–30 %. Режим рек характеризуется весенним половодьем, связанным с таянием снега, слабо выраженной летней и зимней меженью и осенним паводком. Нередко при частых летних дождях водность рек поддерживается в течение всего весенне-летне-осеннего периода. Модуль стока колеблется от 6 до 9 л/с км², а в верховьях Западной Двины на Валдайской возвышенности достигает 12 л/с км². Слой стока равен 200–250 мм. Продолжительность ледостава составляет 100–150 дней. В отдельные годы с теплыми зимами устойчивого ледостава нет вовсе. Для Невы, Свири, Наровы и других рек характерно образование внутриводного льда, сильно забивающего русло и образующего зажоры. Мутность рек невелика – в среднем не более 50 г/м³. Минерализация, как правило, не превышает 100 мг/л и лишь в местах выхода на поверхность карстовых вод повышается до 500 мг/л.

К крупнейшим рекам Азово-Черноморского бассейна относятся Днепр, Дон и Кубань. Днепр, несущий свои воды в Черное море, – вторая по величине в своем бассейне река на Русской равнине. В пределах российской части бассейна Днепра располагаются большая часть Смоленской области, западная часть Калужской, почти вся Брянская, значительная часть Курской и западная часть Белгородской. Днепр берет свое начало в Смоленской области, он вытекает из болота вблизи села Клевцово, на высоте 220 м над уровнем моря. Белгородская и курская части его бассейна располагаются в лесостепной зоне, брянская, калужская и смоленская – в зонах широколиственных и смешанных хвойно-широколиственных лесов. Для всей этой территории характерна густая речная сеть, унаследованно развивающаяся со времени окончания московского оледенения, а в бассейнах Псёла и Ворсклы – с неогена. Левые притоки Днепра – Десна, Псёл и Ворскла – хотя и имеют значительную протяженность, не отличаются большой водностью. Расход воды в устье Псёла при длине реки 806 км и площади бассейна 22,8 тыс. км² составляет 53 м³/с, Ворсклы при длине 494 км и площади бассейна 14,7 тыс. км² – 32 м³/с. Питание рек преимущественно снеговое (55–65 %).

Дон, впадающий в Азовское море, по площади (433 тыс. км²) занимает третье место среди рек европейской части России, уступая лишь Волге и Днепру. Исток Дона находится в северо-восточной части Среднерусской возвышенности, на высоте 180 м над уровнем моря, вблизи города Новомосковска Тульской области. Бассейн Дона полностью расположен в пределах лесостепной зоны, поэтому, несмотря на его большую площадь, водность реки невысока. Среднегодовой расход Дона в низовьях равен 929 м³/с, модуль стока – 2,2 л/с км² (это в 5–6 раз меньше, чем у рек бассейна Северного Ледовитого океана, собирающих свои воды в тайге, лесотундре и тундре). Самым большим притоком Дона является Северский Донец. Верховья его располагаются в пределах Белгородской области, бассейн среднего течения – на Украине, низовья – в Ростовской области.

Волга, несущая свои воды в Каспийское море, является самой большой рекой Европы. Среди рек России по площади бассейна и водности она занимает пятое место и уступает лишь Енисею, Лене, Оби и Амуру. Свое начало Волга берет у деревни Волго на Валдайской возвышенности, на отметке 225 м над уровнем моря. Разветвленная речная сеть в северной части бассейна образуется из трех систем – Верхней Волги, Оки и Камы, расположенных в пределах областей с избыточным и достаточным увлажнением, в поясе лесов. Ниже впадения Камы слева и Суры справа, в лесостепной и степной частях ее бассейна, в Волгу впадают лишь небольшие маловодные реки. Ниже города Волгограда Волга вообще не имеет притоков, зато от нее отделяется левый рукав – река Ахтуба, которая дальше течет параллельно основному руслу на расстоянии 10–20 км от него. В месте отделения от основного русла рукава Бузан начинается дельта Волги. Здесь она дробится на густую сеть рукавов и проток. Поскольку ниже Волгограда Волга не получает дополнительного питания и теряет часть воды на испарение, среднегодовой сток ее в устье примерно на 5 км³ меньше, чем у Волгограда.

Кама – самый многоводный приток Волги. Свое начало она берет с Верхнекамской возвышенности и, уходя вначале на север, потом на восток, к Уралу, а далее на юг и юго-запад, делает в верхнем своем течении гигантскую петлю протяженностью около 100 км. При общей длине более 2000 км расстояние от истока до устья по прямой составляет всего 445 км. Из-за того, что бассейн Камы располагается в зоне избыточного увлажнения, река отличается высокой водностью. Среднегодовой расход воды в устье составляет 3800 м³/с, модуль стока – 7,2 л/с км².

Ока – второй по величине и самый крупный правый приток Волги. Свое начало она берет на Среднерусской возвышенности, в 60 км к югу от города Орла. Бассейн Оки в северной части расположен в зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов, в средней – в зоне широколиственных лесов, в южной – в лесостепной зоне. На образование стока здесь идет примерно 1/3 всех осадков. Модуль стока составляет 4–6 л/с км².

Главным источником питания рек Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов являются талые снеговые воды. Доля снегового питания увеличивается с запада на восток и с севера на юг, соответственно происходит уменьшение доли дождевого и грунтового питания. Почти исключительно снеговое питание

(более 80 %) характерно для рек Нижнего Поволжья. Здесь летние дожди почти полностью расходятся на испарение и стока обычно не дают, а уровень грунтовых вод располагается, как правило, ниже днищ долин. В верховьях Волги, Камы, Днепра коэффициент стока составляет 0,4–0,5, а модуль стока – 5–10 л/с км². В лесостепной зоне в бассейнах Оки и Дона коэффициент стока уменьшается до 0,3–0,2, а модуль стока – до 4–2 л/с км². В полупустынной зоне на сток расходуется не более 5 % осадков.

Для большинства рек бассейнов Волги, Дона и Днепра характерны высокое весеннее половодье, низкая летняя межень, прерываемая редкими дождевыми паводками, и зимняя межень. На реках лесостепной и степной зон летние паводки – явление крайне редкое, практически не выражен здесь и осенний паводок. Наибольшие амплитуды колебания уровня воды, до 18 м, отмечены на Оке у города Калуги. На всех реках отмечается ледостав. В бассейне Камы реки замерзают уже в середине ноября, в низовьях Дона – в середине декабря. Вскрытие рек начинается в южных областях и отсюда распространяется на север. В верховьях Волги и Камы лед сходит во второй половине апреля. Мутность рек растет с севера на юг от 30–50 г/м³ в поясе лесов до 600 г/м³ в степной зоне. Минерализация речных вод в лесных зонах слабая – менее 100 мг/л, в лесостепной она увеличивается до 500 мг/л, в степной – до 1000 мг/л, в полупустыне – до 1,5 г/л и более.

Озера

Закономерности распространения озер и генезис их котловин определяются климатом и особенностями строения и формирования рельефа Русской равнины. Наибольшая заозеренность характерна для зоны избыточного увлажнения, в том числе для бассейнов рек, несущих свои воды в моря Северного Ледовитого океана, и для бассейна Балтийского моря. Здесь на значительных площадях практически все понижения заполнены водой. Особенно это характерно для зоны тундры.

Озера зоны избыточного увлажнения – сточные, значительная их часть – проточные. В бассейне реки Онеги наиболее крупными являются озера Воже (площадь 434 км²) и Лача (335 км²). Они соединены друг с другом рекой Свидь. Из озера Лача вытекает река Онега. Котловины озер имеют ледниковое происхождение. Глубина озер не превышает 4–5 м. Берега низкие, затопляемые в половодье. В бассейне Онеги находится и озеро Кено площадью до 100 км² и глубиной до 91 м, котловина которого имеет ледниково-тектоническое происхождение.

Самое крупное озеро в бассейне Северной Двины – Кубенское. В озеро длиной 54 км и шириной до 12 км впадают десятки рек, в том числе Кубена. Из озера вытекает река Сухона. Котловина озера имеет ледниковое происхождение. Глубина его на большей части не превышает 2 м. Берега низкие, затопляемые.

Поверхности Малоземельской и Большеземельской тундр, располагающихся в основном в бассейне реки Печоры, усеяны множеством небольших по размеру озер термокарстового происхождения.

Тысячи старичных озер сформированы в поймах Онеги, Северной Двины, Мезени и Печоры. Вода в них ультрапресная, с минерализацией менее 100 мг/л.

В 35 км от поселка Пинега расположены Кулойские соляные озера, использовавшиеся ранее для добычи соли. Котловины этих озер сформированы в толще соленосных пород.

Наибольшей заозеренностью в пределах Русской равнины, достигающей 12 %, отличается территория, относящаяся к бассейну Балтийского моря. Здесь находятся крупнейшие озера европейской части России площадью более 1000 км² – Ладожское и Онежское, бóльшая часть которых располагается в пределах Кольско-Карельской страны, а также Ильмень, Чудско-Псковское и множество относительно более мелких озер площадью от сотен квадратных километров до нескольких гектаров. Генезис котловин наиболее крупных озер ледниково-тектонический, менее крупных – ледниковый.

Ладожское озеро, крупнейшее в Европе, принадлежит бассейну реки Невы. Оно имеет площадь 17700 км², наибольшую глубину 225 м, объем воды 908 км³. Одна из наиболее значительных рек, впадающих в Ладожское озеро, река Свирь вытекает из второго по величине озера Европы – Онежского (площадь 9720 км², глубина до 120 м, объем воды 295 км³). Вода в озерах ультрапресная. Озеро Ильмень также относится к бассейну Невы. В настоящее время это мелководный водоем, глубина которого не превышает 11 м. Котловина имеет ледниковое происхождение. Берега низкие, затопляемые при подъеме воды. Площадь водного зеркала колеблется от 660 до 2330 км². Объем воды в озере при этом меняется от 1,4 до 12 км³. Амплитуда колебаний уровня воды за период наблюдений составляет 7,4 м. Летом вода в озере сильно прогревается на всю глубину.

Чудско-Псковское озеро имеет площадь 3550 км². Оно состоит из трех относительно обособленных частей – северной, южной и пролива. Северная, самая большая, часть носит название Чудского озера (площадь 2670 км²), южная, меньшая по размерам, – Псковского озера (710 км²), а пролив, соединяющий их, именуется Теплым озером (170 км²). Озеро мелководное, с максимальной глубиной 14,6 м. Берега низкие, затопляемые в половодье. Площадь затопления достигает 100 км². Множество озер разбросано среди болот Ильмено-Ладожской низменности. Болота на этой территории образовались в озерных котловинах, а существующие ныне озера – по сути, остатки располагавшихся здесь ранее обширных ледниковых водоемов.

В бассейне Волги наиболее заозерены ее верховья, располагающиеся на Валдайской возвышенности в зоне избыточного увлажнения. Самое крупное из озер верхнего течения Волги, имеющее ледниковое происхождение, – озеро Белое. Площадь его зеркала равна 1200 км², глубина не превышает 11 м, дно плоское. На расстоянии 0,5–1,0 км от берега глубина составляет менее 1 м. В озеро впадает множество рек, в том числе относительно крупные Кема и Ковжа, а вытекает река Шексна – левый приток Волги. Группу верхневолжских ледниковых озер, через которые течет Волга, образуют озера Стреж, Вселуг, Пено и Волго. Самое большое из них по площади – Пено (38 км²), самое глубокое – Вселуг (14 м). Озеро Селигер также ледникового происхождения, имеет площадь 220 км². Оно состоит

из ряда плёсов, соединенных узкими протоками. С Волгой его соединяет река Селижаровка. Озерность валдайской части верхнего течения Волги достигает 8 %. Минерализация воды в озерах, как правило, менее 100 мг/л.

К северо-востоку от Москвы расположены относительно крупные проточные озера Плещеево (Переславское) (50 км²), Неро (52 км²), Галичское (77 км²) и Чухломское (42 км²). Все они, кроме Плещеева озера, мелководные, с глубинами до 2,5 м. Глубина Плещеева озера достигает 25 м. Котловины озер имеют ледниковое происхождение.

В значительной мере заозерена Мещёрская низина, расположенная в зоне достаточного увлажнения. Здесь выделяется группа проточных Клепиковских озер, включающих озера Дубовое, Святое, Шагара, Великое (последнее самое большое из них, площадью 20,7 км²) и озеро Мартыновское. Они соединяются друг с другом протоками и входят в озерную систему реки Пры, впадающей в Оку слева. Котловины озер термокарстовые. Такими же являются и котловины озер Комгарь, Негарь, Черное, Перкино и др., располагающихся на междуречье Пры и Оки. Ряд озерных котловин имеет карстовое происхождение. Среди них выделяется озеро Белое глубиной 56 м.

Есть озера и в низовьях Волги в зоне недостаточного увлажнения. Это и соляные самосадочные озера Эльтон и Баскунчак площадью 100–150 км², и цепочка Сарпинских озер, протягивающихся на юг от Волгограда почти на 250 км. Эти мелководные озера летом практически полностью пересыхают.

Болота

Болота и заболоченные земли в российской части Русской равнины занимают примерно 300 тыс. км² (около 10 % всей площади). Основная их часть располагается в зоне избыточного увлажнения. Высокой заболоченностью отличаются бассейны северных рек Печоры, Мезени, Северной Двины, Онеги. В среднем она составляет здесь около 20 % территории. В Малоземельской и Большеземельской тундрах также распространены заболоченные земли. В лесотундре наряду с заболоченными землями формируются олиготрофные болота, появляются бугристые торфяники.

В таежной зоне и в западной части подтаежной зоны на территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей преобладают верховые грядовомочажинные болота. По понижениям (в поймах рек, по берегам озер) формируются низинные (эвтрофные) болота. Для остальной части подтаежной зоны характерно преобладание болот низинного типа. По сравнению с тайгой заболоченность территории сокращается.

В лесостепной зоне заболоченность уменьшается до 3–5 %. Болота здесь почти исключительно низинные. Формируются они в пойменных частях долин, в днищах балок и логов. На междуречьях болота чрезвычайно редки. Обычно это также болота низинного типа, приуроченные к западинам, днища которых достигают уровня грунтовых вод. Южнее, в степной зоне, количество болот и степень заболоченности еще меньше – до 2 % площади. Здесь вообще нет верховых болот.

На междуречьях болота не формируются вовсе. Встречаются лишь низинные болота, которые образуются в пойменных частях долин и в днищах глубоких балок, вскрывающих грунтовые воды.

Особенности ландшафтной структуры

Большая протяженность Русской равнины с севера на юг, ее положение на материке в пределах субарктического и умеренного климатических поясов, а также относительная выровненность поверхности предопределили формирование на ее просторах более полного по сравнению с лежащими к востоку от Урала равнинами Западной и Средней Сибири спектра ландшафтных зон – от тундровой на севере до полупустынной и пустынной на юго-востоке.

В то же время наличие в ее пределах многочисленных возвышенностей и низменностей обусловили значительное разнообразие региональных природных комплексов.

Положение ландшафтных зон на Русской равнине, их названия и даже количество на многочисленных схемах природного районирования России в целом и Русской равнины в частности в разных источниках не всегда совпадает¹⁰³. Нет недостатка и в схемах, характеризующих зональные типы почв и растительности¹⁰⁴. Из-за различий в соответствующих схемах, часто весьма существенных, у тех, кому они предназначены, неизбежно возникает вопрос: какой из них следовать? Нередко пользователь не может найти информацию о том, по каким критериям выделены те или иные единицы районирования, как проводились их границы.

Л.С. Берг выделил на Русской равнине зоны тундры, лесов, лесостепей, степей, полупустынь и пустынь¹⁰⁵.

На карте физико-географического районирования из Физико-географического атласа мира в пределах Русской равнины выделяются тундра, лесотундра, тайга северная, тайга средняя, тайга южная и смешанные леса, широколиственные леса и лесостепь, степь, полупустыня и пустыня¹⁰⁶.

На карте физико-географического районирования в Атласе СССР показаны так называемые широтно-зональные области¹⁰⁷. В соответствии с этой картой таежные и широколиственно-хвойные леса входят в одну зону, южнее располагается зона европейских широколиственных лесов. Граница между ними проводится по долине Оки.

По В.И. Прокаеву, к северу от Оки располагается зона широколиственно-хвойных лесов, к югу – лесостепная зона (ее северная подзона)¹⁰⁸.

¹⁰³ Бадюков Д.Д., Борсук О.К., Волкова О.К. [и др.]. География России ... ; Физико-географическое районирование СССР ... ; Атлас СССР ...

¹⁰⁴ Алехин В.В. Растительность СССР в ее основных зонах. М., 1951. 512 с. ; Дроздов К.А. Элементарные ландшафты Среднерусской лесостепи. Воронеж : изд-во ВГУ, 1991. 176 с. ; Лавренко К.М., Исаченко Г.И. Зональное и провинциальное ботанико-географическое подразделение европейской части СССР ... ; Мильков Ф.Н. Природные зоны СССР. М. : Мысль, 1977.

¹⁰⁵ Берг Л.С. Географические зоны Советского Союза ...

¹⁰⁶ Физико-географический атлас мира ...

¹⁰⁷ Атлас СССР ...

¹⁰⁸ Прокаев В.И. Физико-географическое районирование СССР ...

Отдельной зоны широколиственных лесов нет и на карте физико-географического районирования М.И. Давыдовой, Э.М. Раковской и Г.К. Тушинского¹⁰⁹. Эти авторы на Русской равнине показывают единую зону смешанных и широколиственных лесов.

А.Г. Исаченко на Русской равнине выделяет ландшафтные зоны и подзоны, в том числе: зону тундры и лесотундры с подзонами типичной тундры, южной тундры и лесотундры; таежную зону с подзонами северной, средней и южной тайги; зону подтайги; широколиственно-лесную зону; лесостепную зону с северной и южной подзонами; степную зону с северной, типичной и южной степью; зону полупустынь¹¹⁰. Эти ландшафтные зоны и подзоны по своим названиям и местоположению в основном соответствуют зональным типам растительности на карте растительности СССР для вузов¹¹¹.

Диагностическими признаками природных зон являются типы почв и растительные формации. Однако это наиболее «слабые» компоненты ПТК, неустойчивые к антропогенным преобразованиям. Как свидетельствуют полученные в последние годы результаты¹¹², человек в процессе земледельческого освоения территории не только изменяет интенсивность поверхностного смыва, но и способен изменить тип почвообразования и, следовательно, направленность развития всего ПТК, вплоть до перехода его в другую природную зону¹¹³.

Современная климатическая динамика (рост увлажнения, а в последние десятилетия – и температуры) способствует «наступлению леса на степь» и усилению позиций широколиственно-лесных сообществ. В связи с этим лишая соответствующую зону своего статуса – относить ее к северной подзоне лесостепи¹¹⁴ или к смешанным хвойно-широколиственным лесам¹¹⁵ – мы считаем не совсем правильным, поскольку при этом не учитываются тренды климатических процессов и последствия, связанные с хозяйственным освоением территории. Переход к лесостепи, по нашему мнению, следует связывать с появлением на плакорах почв черноземного типа. В современной климатической обстановке на северной границе их ареала в связи с усилением промывного режима почвы черноземного типа подвергаются деградации и переходят в серые лесные¹¹⁶. Как следствие, граница лесостепи постепенно отодвигается к югу.

Южная граница зоны смешанных лесов в бассейне Оки проводится нами по наиболее южным участкам ареала ели. На правобережье Оки, на отрезке от города Рязани до устья реки Мокши, ель не встречается в сообществах водораздельных лесов (в благоприятных экотопах могут быть обнаружены лишь единичные экземпляры). Это объясняется изменением коэффициента увлажнения, конкурентными взаимодействиями в сообществах и т.д. Преобладающий тип почв данной зоны – дерново-подзолистые (в Мещёре из-за особенностей рельефа и увлажнения широко распространены торфянисто- и торфяно-подзолистые глееватые и глеевые, местами болотные почвы).

¹⁰⁹ Давыдова М.И., Раковская Э.М., Тушинский Г.К. Физическая география СССР ...

¹¹⁰ Исаченко А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование ...

¹¹¹ Растительность СССР: Карта для высших учебных заведений. 1:4000000. М. : ГУГК, 1990.

¹¹² Александровский А.Л. Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М. : Наука, 2005.

¹¹³ Лавренко К.М., Исаченко Г.И. Зональное и провинциальное ботанико-географическое подразделение ...

¹¹⁴ Мильков Ф.Н. Природные зоны СССР ...

¹¹⁵ Раковская Э.М., Давыдова М.И. Физическая география России ...

¹¹⁶ Природа Рязанской области / под ред В.А. Кривцова. Рязань, 2008. 407 с.

Дерново-подзолистые почвы встречаются и в выделяемой нами зоне широколиственных лесов, главным образом, на песчаных субстратах долинных задров эпохи максимального оледенения (Салтыковский, Шиловский, Пензо-Муромский прогибы), однако формируются они уже под листовыми лесами. Зональные типы почв здесь – различные варианты серых лесных. Они в настоящее время наиболее адекватны климатическим условиям региона. Их масштабной агрогенной трансформации (за исключением смыва на крутых склонах), по видимому, не происходит, но естественная растительность в местах их распространения в основном сведена.

Важными «осями» распространения сообществ широколиственных лесов являются поймы, где в современную эпоху накапливается суглинистый аллювий, что благоприятно для таких сообществ, требовательных к трофности субстрата. В недавнем прошлом дубравы и черноольшаники абсолютно преобладали на поймах рек, принадлежащих бассейну Оки, но были сведены человеком. Существующие ныне зональные ПК (природные зоны) – относительно молодые образования. В своих современных границах они обособились примерно 2,5–1,5 тыс. лет назад. Ранее, в бореальный и атлантический периоды голоцена, границы природных зон испытывали значительное смещение¹¹⁷. В позднем плейстоцене чередование холодных и теплых эпох приводило даже к перестройке структуры природных зон. Крупные неровности в пределах Русской равнины в виде, близком к современному, сформировались значительно раньше, чем современные зональные комплексы, – еще в конце плиоцена – начале плейстоцена. Осложняющие их морфоскульптуры к северу от границы валдайского оледенения в основном формировались в голоцене; в полосе между границами московского и валдайского оледенений – в позднем плейстоцене и голоцене (примерно 120 тыс. лет назад); в полосе между границами днепровского и московского оледенений – с середины среднего плейстоцена (около 240 тыс. лет назад); южнее, до границы донского ледника, – со второй половины раннего плейстоцена (последние 500 тыс. лет), во внеледниковой области – на протяжении всего плейстоцена.

При соответствующих климатических условиях в пределах различных морфоструктур природные процессы проявлялись по-разному, что находит отражение, в частности, в морфоскульптурных особенностях Среднерусской возвышенности, Окско-Донской равнины и Мещёрской низины и внутренней структуре образовавшихся в их пределах региональных морфологических комплексов¹¹⁸. Характерно, что в период образования существующей ныне морфоскульптуры менялся даже субстрат, на котором формировались почвенный и растительный покровы. Так, в позднем плейстоцене к югу от границы распространения валдайских ледников ледниковые, а местами и водно-ледниковые равнины московского возраста были перекрыты чехлом покровных лёссовидных суглинков, на которых в голоцене и сформировались существующие ныне почвы.

Всего на Русской равнине нами выделяется девять ландшафтных зон: тундра, лесотундра, тайга, подтаежная (смешанных хвойно-широколиственных лесов), широколиственных лесов, лесостепь, степь, полупустыня и пустыня.

¹¹⁷ Нейштадт М.И. Палеогеография природных зон европейской территории СССР ...

¹¹⁸ Кривцов В.А., Водорезов А.В. Особенности строения и формирования рельефа ...

Ряд зон (тундра, тайга, лесостепь, степь) подразделяются на подзоны. Климатические различия между разными частями Русской равнины, отмеченные выше, находят свое отражение в плановом положении зон.

Ландшафтные зоны

Зона тундры протягивается сплошной полосой от восточного побережья Белого моря до хребта Пай-Хой и северной оконечности Полярного Урала. На севере тундра простирается до берега Баренцева моря. Ее южная граница на западе, у Мезенской губы Белого моря, лежит на широте Полярного круга, в районе города Нарьян-Мара – на 1° , а в Предуралье – на $0,5^\circ$ севернее его. В зоне тундры находятся полуостров Канин с его приподнятым до 242 м северным и сниженным до первых десятков метров южным участками, северная оконечность Тиманского кряжа с отметками до 301 м, участок Печорской низменности между Тиманским кряжем и рекой Печорой (Малоземельская тундра), низменности и возвышенности между рекой Печорой и Уралом (Большеземельская тундра).

Из-за чередования полуостровов и глубоко вдающихся в сушу заливов ширина зоны меняется в значительных пределах: на полуострове Канин достигает 280 км, к югу от Чешской губы – около 30 км, между Печорой и Уралом – 150–280 км.

В пределах Русской равнины зона тундры располагается южнее, чем в Западной Сибири и тем более в Средней Сибири и на Северо-Востоке России, поскольку здесь намного южнее, чем за Уралом, находится северная окраина материка Евразия. Как следствие, восточноевропейская тундра самая «теплая». Средние июльские температуры в ее пределах на побережье Баренцева моря равны (+5...+8) °С, на южной доходят до +12 °С. Средняя январская температура колеблется от минус 10 °С на полуострове Канин до минус 20 °С в Большеземельской тундре. Среднегодовые температуры воздуха составляют от минус 0,2 до минус 1,1 °С. Температура многолетнемерзлых пород изменяется от минус 0,1 до минус 1 °С. В восточноевропейской тундре, в отличие от сибирской, отсутствует ее самая северная подзона – арктическая тундра и выражены лишь подзоны типичной тундры – травяно-моховой и кустарничково-моховой – и южной – кустарничковой и травяно-кустарничково-моховой.

Тундровые ландшафты на севере Русской равнины сформировались в голоцене. Основу их составляют разные морфолитогенетические комплексы. К востоку от Печоры (в Большеземельской тундре) преобладают низменные ледниковые, озерно-ледниковые и зандровые равнины (бассейн реки Коротаихи и верховья реки Усы), для которых характерна сильная заболоченность. На дренированных участках здесь распространены мохово-лишайниковые и ерниковые (в южной подзоне) тундры. На полуострове Канин и на побережье Чешской губы распространены приморские низменные, террасированные, аккумулятивные, в разной степени заболоченные равнины с многочисленными термокарстовыми озерами. В подзоне типичных тундр здесь преобладают моховые и лишайниковые сообщества с морошкой и кустарничковыми формами ивы и березы, в подзоне южных тундр – ивняково-ерниковые ассоциации в сочетании с осоково-сфагновыми болотами.

На полуострове Канин (в северной его части) и в пределах северной оконечности Тиманского кряжа на дислоцированных допалеозойских и палеозойских структурах, перекрытых ледниковыми отложениями, распространены лишайниковые и ерниковые (на Тиманском кряже) тундры.

Лесотундра в пределах Русской равнины располагается на участке от Горла Белого моря на западе до Приполярного Урала на востоке. Ширина зоны – от 30 км вблизи устья Мезени и к югу от Чешской губы до 120 км на правобережье Печоры. К западу от Тиманского кряжа лесотундра лежит южнее Полярного круга, восточнее – в основном севернее его.

Геолого-геоморфологическую основу лесотундровых ландшафтов составляют преимущественно низменные озерно-ледниковые и ледниковые и возвышенные ледниковые равнины (правобережье Печоры). К Мезенской и Чешской губам примыкают морские аккумулятивные равнины, отличающиеся плоской поверхностью. В пределах Тиманского кряжа и гряды Чернышева, достигающих высот 300 м и более, на поверхность выходят дислоцированные палеозойские породы, местами перекрытые чехлом ледниковых отложений.

Климат лесотундры Русской равнины умеренно континентальный. Средняя январская температура к востоку от Печоры опускается до минус 20 °С, средняя июльская не превышает +13,5 °С. Сумма активных температур равна 600–800 °С. Многолетняя мерзлота островная. Характерны криосолифлюкция, пучение грунтов и термокарстовые процессы.

Положительный баланс влаги, островная мерзлота и наличие плоских слабодренированных участков способствуют заболачиванию поверхности, а термокарст – формированию западин, служащихместищем для многочисленных, преимущественно небольших, озер. В отличие от тундры, в лесотундре наряду с гипновыми широко распространены сфагновые болота, появляются торфяники.

Характерная особенность лесотундры – редины и редколесья на междуречьях. Редины отличаются присутствием на фоне южной тундры одиночных угнетенных деревьев, часто стелющихся форм. Редколесья – это хотя и низкорослый (4–6 м) и сильно разреженный, но лес. Редины и редколесья тяготеют к всхолмленным, более дренированным участкам. Образованы они елью сибирской, реже березой извилистой, а на востоке – лиственницей сибирской. Распространены ерниковые, зеленомошные, лишайниково-кустарниковые и сфагновые типы редколесий, чередующиеся с ерниковыми тундрами и сфагновыми грядово-мочажинными и травяно-сфагновыми болотами на пониженных участках.

Основными факторами региональной дифференциации лесотундровых ландшафтов являются рельеф и субстрат. Для слабодренированных низких морских аккумулятивных равнин характерна очень сильная заболоченность. Болота в основном грядово-мочажинные со сфагновыми мхами. Редколесья тяготеют к склонам долин. В пределах Тиманского кряжа редины и редколесья располагаются на склонах, на уплощенных же междуречьях господствуют ерниковая и мохово-лишайниковая тундры. На низменных и возвышенных ледниковых, водноледниковых и озерно-ледниковых равнинах тундры располагаются на вершинах холмов и гряд, а редколесья – на дренированных склонах, к слабодренированным понижениям приурочены термокарстовые озера и грядово-мочажинные болота.

Зона тайги протянулась через Русскую равнину от Карелии на западе до Урала на востоке. Ширина зоны на меридиане Москвы (37° в. д.) около 650 км, на меридиане Йошкар-Олы (48° в. д.) – 1100 км, на меридиане Перми (58° в. д.) – 950 км. Северная граница зоны достигает Полярного круга, южная в пределах Псковской и Новгородской областей проходит примерно по 58-й параллели, к востоку от Валдайской возвышенности, в направлении Нижнего Новгорода, – на 1,5° южнее, затем в направлении Перми примерно на 1,5° отклоняется к северу. Площадь таежной зоны на Русской равнине составляет около 950 тыс. км².

Таежные ландшафты на Русской равнине формировались в позднем плейстоцене-голоцене в областях среднеплейстоценового (московского) и позднеплейстоценового (валдайского) оледенений, в пределах холмисто-западных и плосковолнистых моренных, плоских озерно-ледниковых и зандровых равнин.

Климат зоны умеренно континентальный. Средняя температура января колеблется от минус 7 до минус 18 °С, июля – от +14 до +18 °С. Среднегодовое количество осадков равно 500–700 мм, среднегодовая разность осадков и испаряемости составляет 100–300 мм.

На достаточно дренированных участках в почвообразовании ярко выражен подзолистый процесс, значительна площадь болот, преимущественно олиготрофных сфагновых, и заболоченных земель.

Тайга Русской равнины темнохвойная, с господством ели. Присутствуют пихта сибирская, лиственница Сукачева (Тиман, Северные Увалы, бассейн реки Печоры), сибирский кедр (бассейн реки Печоры). Здесь четко выражены подзоны северной, типичной (средней) и южной тайги.

Для северной тайги, располагающейся в основном севернее 64-й параллели, характерны разреженные леса из ели европейской и сибирской (в восточных районах), с примесью березы пушистой, с кустарничками (вороникой, багульником, голубикой, черникой) и мозаичным покровом из зеленых и сфагновых мхов, а также кустистых лишайников.

Для средней тайги характерны зеленомошные ельники-черничники. На слабодренированных поверхностях произрастают сфагновые ельники с осокой и хвощами. Значительные площади заняты верховыми грядово-мочажинными болотами.

В южной тайге на дерново-подзолистых почвах произрастают сложные ельники, с подлеском из дуба, липы сердцелистной, клена остролистого, лещины. Широко распространены ельники-черничники и кисличники, с копытнем, ясенником, медуницей, снытью и т.д. Заболоченность менее характерна, чем для типичной и тем более северной тайги. Болота преимущественно переходного и низинного типов. Во всех подзонах на песчаном субстрате широко распространены сосновые леса (зеленомошно-брусничные и черничные, сфагновые, а на сухих песчаных почвах – лишайниковые).

Коренные хвойные леса в южной тайге в значительной мере замещены вторичными березовыми, местами осиновыми, лесами. На значительных площадях на месте лесов располагаются пашни. Вторичные березово-осиновые леса возникли на месте лесов, либо вырубленных человеком, либо сгоревших в результате лесных пожаров. Сильнее всего от пожаров страдают ель и пихта, имеющие поверхностную корневую систему и тонкую кору. Относительно большей устойчивостью

к огню обладают береза, осина, сосна. Вторичные березово-осиновые леса недолговечны, под их пологом появляются хвойные деревья, которые, достигнув первого яруса, создают густое затенение и угнетают светолюбивые березу и осину.

Подтаежная зона на Русской равнине образует переходную полосу между бореальной таежной зоной и зоной суббореальных широколиственных лесов. Характерная особенность подтайги Русской равнины – хвойно-широколиственные леса. На западе, у Псковского озера, и на востоке, у Перми, северная граница зоны доходит до 58° с. ш. На меридиане Нижнего Новгорода она располагается на 1,5° южнее. Южная граница зоны в пределах Приднепровской низменности и западной части Среднерусской возвышенности смещается до 52° с. ш., затем, по мере продвижения на восток, отклоняется к северу. На меридиане Москвы она проходит чуть южнее 55° с. ш., а восточнее Нижнего Новгорода – примерно по 56° с. ш. Ширина зоны на западе достигает 650 км (почти 6° по широте), на востоке, на меридиане Перми, – 250 км. Наименьшую ширину, 100–150 км, зона имеет на участке от Нижнего Новгорода до Казани.

Подтаежные ландшафты Русской равнины в западной части зоны формировались в области среднеплейстоценовых оледенений (днепровского и московского) и позднеплейстоценового (валдайского) оледенения, на участках с различным рельефом и субстратом: на Среднерусской возвышенности, в области днепроовского оледенения, – на интенсивно расчлененной вторичной моренной равнине с чехлом лёссовидных суглинков; севернее, в области московского и валдайского оледенений, – на возвышенных (местами холмистых) и низменных моренных, водноледниковых и озерно-ледниковых равнинах, сложенных мореной с чехлом покровных суглинков, песками, алевролитами и глинами; в пределах Мещерской низины на более приподнятых участках – на моренно-водно-ледниковых равнинах, сложенных с поверхности преимущественно песками и супесями, на относительно пониженных – на плоских озерно-аллювиальных песчаных равнинах. К востоку от Волги, во внеледниковой области, на одних участках подтаежные ландшафты формировались на низменных озерно-аллювиальных, преимущественно песчаных, равнинах, на других – на возвышенных эрозионно-денудационных равнинах, сложенных терригенно-карбонатными коренными породами.

Климат зоны умеренно влажный, умеренно теплый. Средние январские температуры изменяются от минус 10 °С на западе до минус 15 °С на востоке, июльские – от +18 до +19 °С. Годовое количество осадков составляет от 650 мм на западе до 460 мм на востоке. Испаряемость чуть меньше, чем выпадает осадков; коэффициент увлажнения, как правило, больше 1. Слой стока здесь меньше, чем в тайге, – от 200 до 150 мм.

Зональными являются дерново-подзолистые почвы. На песчаном субстрате в пределах зандровых и озерно-аллювиальных песчаных равнин формируются слабо- и сильноподзолистые почвы, на покровных карбонатных суглинках – серые лесные, в понижениях, на слабодренированных участках – подзолистые глееватые и глеевые. Заболоченность меньше, чем в тайге, хотя на отдельных участках, например в Мещере, болота и заболоченные земли занимают до 30 % всей площади. Преобладают болота переходного и низинного типов.

Для растительного покрова зоны характерны смешанные леса с хвойными породами в верхнем ярусе: елью европейской на западе и пихтой и елью сибирской на востоке. В нижнем ярусе произрастают дуб черешчатый, клен остролистый, липа сердцевидная. На востоке из широколиственных пород деревьев преобладает липа. В подлеске встречаются рябина, лещина, бересклет, в травяно-кустарничковом ярусе – черника, брусника, кислица. Наиболее богатые хвойно-широколиственные леса произрастают на карбонатном субстрате. На песках и супесях доминируют сосняки, на юге зоны, в частности, в пределах Мещёрской низины, с широколиственным подлеском.

Первичные леса подтаежной зоны большей частью замещены сельхозугодьями и мелколиственными лесами. Лесистость в среднем составляет около 30 %. Это одна из наиболее густонаселенных зон на территории России. Именно в ее пределах сложилось историческое ядро Российского государства.

Зона широколиственных лесов России вытянута неширокой полосой (270–280 км) в общем направлении с запада-юго-запада на восток-северо-восток. По мере продвижения на восток зона смещается к северу. У западной границы России, на территории Брянской и Орловской областей, северная граница зоны достигает $53,5^\circ$ с. ш., южная проходит по 52° с. ш. Восточнее, в Тульской и Рязанской областях, северная граница отклоняется до 55° с. ш., южная – до $53,5^\circ$ с. ш. В Республике Мордовия северная граница зоны достигает 56° с. ш., южная смещена до $54,5^\circ$ с. ш. К востоку от Волги зона широколиственных лесов располагается в полосе между 56 и 55° с. ш.

На местоположение зоны существенное влияние оказывает рельеф. Наиболее облесены западные макросклоны Среднерусской и Приволжской возвышенностей, где выпадает больше осадков и лучше дренаж. Именно на этих участках зона достигает своей максимальной ширины. На относительно сниженной, уплощенной Окско-Донской равнине ширина зоны сокращается до 80 км. В восточной части Приволжской возвышенности и в Заволжье в пределы зоны широколиственных лесов глубоко вклиниваются лесостепные участки.

Ландшафты широколиственных лесов в пределах Среднерусской возвышенности, Окско-Донской равнины и северной периферии Приволжской возвышенности формировались в области днепровского оледенения на вторичных моренных, зандровых и озерно-аллювиальных равнинах. Вторичные моренные равнины повсеместно перекрыты чехлом лёссовидных суглинков мощностью от 2 до 8 м. Зандровые равнины, располагающиеся на правобережье Оки, в том числе в бассейнах рек Прони, Пары, Мокши, Цны и на Окско-Цнинском плато, сложены разнозернистыми водно-ледниковыми песками мощностью от 1 до 6 м, местами перевеянными. Аллювиальные равнины, включающие комплекс террас Оки и Волги, сложены с поверхности песками, супесями, суглинками. К востоку от Волги широколиственные леса занимают сниженные аллювиальные равнины и эрозионно-денудационные возвышенности на пермских пестроцветных терригенно-карбонатных породах.

Климат зоны широколиственных лесов умеренно континентальный в ее западной части и типично континентальный в восточной. Количество осадков

в ее пределах почти такое же, как и в подтаежной зоне, но в связи с увеличением теплообеспеченности, соответственно, и коэффициент испаряемости K_v здесь составляет от 1 до 1,2. С мая по сентябрь испаряемость превышает количество выпадающих осадков. Годовой сток в среднем равен 90–110 мм, а на более увлажненном наветренном склоне Среднерусской возвышенности увеличивается до 200 мм. Основным источником питания – талые снеговые воды.

Зональным типом почв здесь являются серые лесные почвы, формирующиеся на лёссовидных суглинках и на элювии терригенно-карбонатных пород. Светло-серые лесные почвы по своему строению близки к дерново-подзолистым. Под гумусово-аккумулятивным горизонтом в них еще выражен оподзоленный горизонт. У серых и темно-серых лесных почв гумусово-аккумулятивный горизонт мощностью до 40–60 см постепенно переходит в мощный иллювиальный горизонт. Верхние горизонты выщелочены от карбонатов, реакция почвенных растворов обычно слабокислая ($pH = 5,7 \dots 6,8$). На зандровых и озерно-аллювиальных равнинах, сложенных песками и супесями, сформировались подзолистые и дерново-подзолистые почвы.

Широколиственные леса многоярусны. Первый ярус составляют дуб, ясень, липа, второй – клены, рябина и др., присутствуют мелколиственные береза и осина. В подлеске обычны лещина, крушина, жимолость, бересклет, в травостое – сныть, медуница, европейский копытень, ясменник, ландыш, пырей, овсяница, осока волосистая. На Среднерусской возвышенности и Окско-Донской равнине ранее господствовали липово-дубовые леса с ясенем, грушей, бересклетом европейским. В заволжских широколиственных лесах увеличивается доля липы, появляются некоторые сибирские виды – сибирский боярышник, татарская жимолость. На песчаных и супесчаных почвах растут сосняки с примесью дуба, липы и степных кустарников – вишни степной, раkitника.

Значительная часть широколиственных лесов вырублена еще в XVI–XVII веках, в том числе в связи с созданием засек и освоением плодородных серых лесных почв. Почти все существующие ныне лесные массивы обогащены березой и осинкой. Площадь лесов в разных частях зоны составляет от 40 до 15 % и менее. На значительных площадях в пределах Орловской, Тульской и Рязанской областей леса располагаются по склонам балок и долин. Фактически, как и в лесостепи, здесь по мере сведения лесов на междуречьях сформировались байрачные дубравы. Таким образом, в процессе хозяйственного освоения зоны на ряде участков она приобрела облик лесостепи. Однако ни рельеф, ни субстрат, ни сформированные ранее на междуречьях серые лесные почвы, ни макроклиматические показатели при этом не изменились. И, как показывает практика, прекращение распашки приводит к восстановлению лесов, хотя и отличающихся по видовому составу от лесов, существовавших здесь в доагрикультурный период.

Лесостепная зона в российской части Русской равнины вытянута с запада-юго-запада на восток-северо-восток (рис.). Ширина ее составляет от 350 км на Среднерусской возвышенности и Окско-Донской равнине до 200 км на левобережье реки Камы. Южная граница зоны проходит примерно по линии Белгород–Самара–Бугуруслан, смещаясь к востоку от 50 до 54° с. ш.

Лесостепные ландшафты формировались во внеледниковой области. Исключение составляют Окско-Донская равнина и северная часть Среднерусской возвышенности, перекрывавшиеся в плейстоцене ледником. Сейчас здесь располагаются сниженные и возвышенные вторичные моренные равнины с чехлом покровных лёссовидных суглинков, широко распространены долинные зандры (по рекам Цне, Проне, Паре) и аллювиальные равнины, сложенные песками. Во внеледниковой области на Среднерусской возвышенности лесостепные ландшафты формировались на эрозионно-денудационных равнинах с чехлом лёссовидных суглинков на междуречьях; на Приволжской – на пластово-денудационных равнинах на мезо-кайнозойских глинах, опоках, мелу, песчаниках; в Высоком Заволжье – на эрозионно-денудационных пластовых равнинах на пермских пестроцветных и терригенно-карбонатных породах и их элювии; в Низком Заволжье – на аллювиальных песчаных равнинах, местами с чехлом лёссовидных суглинков.

По сравнению с зоной широколиственных лесов лесостепная зона обладает большей теплообеспеченностью и меньшим увлажнением. Сумма активных температур здесь примерно на 200 °С больше, летние месяцы на 1–1,5 °С теплее. Осадков выпадает 450–600 мм. Коэффициент увлажнения – около 1 на севере и 0,6 на юге зоны. Период с недостаточным атмосферным увлажнением увеличивается до 6 месяцев (с начала апреля по октябрь). В самые теплые месяцы испаряемость почти в 2 раза превышает количество осадков. Влажные годы, когда осадков выпадает в 1,5 раза больше нормы, чередуются с засушливыми, с годовой суммой осадков в 1,5–2 раза меньше средних многолетних значений. За последние 40 лет наиболее засушливыми были летние месяцы 1972 и 2002 годов.

По сравнению с зоной широколиственных лесов заметно сокращается и поверхностный сток. В лесостепи он не превышает 100–150 мм. Максимум стока приходится на весеннее половодье.

Зональные типы почв – оподзоленные, выщелоченные и типичные черноземы. Они полностью насыщены основаниями, реакция их нейтральная. Карбонаты кальция в выщелоченных черноземах появляются на глубине 1,4–1,5 м, в типичных – 1,2–1,3 м. В западных районах мощность гумусового горизонта достигает 0,8 м и более при содержании гумуса 6–8 %. К востоку мощность гумусового горизонта сокращается до 0,3–0,4 м, а содержание гумуса вырастает до 14 % (в заволжских черноземах). На слабодренированных междуречьях формируются лугово-черноземные почвы, в пределах западин («степных блюдец») – солоди. На долинных зандрах и надпойменных террасах, сложенных песками, образуются дерново-подзолистые почвы.

В естественном растительном покрове луговые степи сочетались с дубравами, для которых был характерен остепненный травостой. Дубравы северной лесостепи располагались (местами располагаются и сейчас) на междуречьях и по склонам долин и балок. В типичной лесостепи дубравы приурочены к склонам долин (нагорные дубравы) и балкам (байрачные леса). По западинам растут осинники и ивняки, на долинных зандрах и надпойменных террасах, сложенных песками, – сосняки.

Луговые степи отличаются от типичных степей сплошным задернением, высокой видовой насыщенностью, густым и высоким травостоем, в котором преобладают мезоксерофитные и ксерофитные злаки: дерновинные (ковыли, типчак, тонконог, тимофеевка, овсец) и корневищные (мятлик, кострец, вейник). Характерно луговое разнотравье: лютик, подмаренник, лабазник, клевер, незабудка, шалфей и др.

Для животного мира лесостепи характерно сочетание видов, обитающих в лесах и степях. Здесь обитают почти все виды млекопитающих и птиц, встречающихся севернее в лесах. Существенна роль землероев: слепышей, сусликов, ранее сурков. В процессе своей жизнедеятельности они меняют нанорельеф поверхности, обогащают верхние горизонты карбонатами кальция, рыхлят почву. Зоомасса в луговой степи достигает 1000 кг/га. Большая часть ее (80–90 %) приходится на беспозвоночных, в том числе дождевых червей.

Лесостепные ландшафты Русской равнины в процессе ее хозяйственного освоения испытали значительную трансформацию. Междуречные дубравы, за рядом исключений, сведены. Лесистость в целом уменьшилась до 25–15 % в северных областях зоны и до 10 % и менее в южных. Изменился состав лесов: дуб и ясень заменили береза и осина. Старых дубрав осталось мало, преобладают саженые молодняки низкого бонитета. Массивы спелых дубрав – явление редкое, почти все они охраняются. Это лес на реке Ворскле, Тульские засеки, Шипов и Телермановский леса в Воронежской области и др.

Разнотравные (луговые) степи почти сплошь распаханы и в целинном состоянии сохранились только в заповедниках. Распаханность междуречий составляет 80–90 %. Остепненные участки встречаются по нераспаханным склонам долин и балок. Однако видовой состав растительности здесь в значительной мере отличается от исходного, в частности, из-за перевыпаса скота.

Степная зона в России занимает южную часть Русской равнины. В ее пределы входят южные части Среднерусской и Приволжской возвышенностей, Окско-Донской равнины, Калачская возвышенность, Азово-Кубанская низменность, Ставропольская возвышенность, южные части Низкого и Высокого Заволжья, Общий Сырт. Ширина зоны на меридиане Ростова на-Дону составляет 680 км, на меридиане Ставрополя – 750 км. На Прикаспийской низменности и в Ергенинской возвышенности степи уступают место полупустыне. Как следствие, на меридиане Волгограда и далее к востоку ширина степной зоны не превышает 300 км.

Степные ландшафты юга Русской равнины на одних участках формировались на возвышенных эрозионно-денудационных равнинах с чехлом лёссовидных суглинков на междуречьях (Среднерусская, Калачская), на других – на мезозойских и кайнозойских глинах, песчаниках, опоках, мелу эрозионно-денудационных равнин (Приволжская возвышенность, часть Высокого Заволжья), на третьих – на эрозионно-денудационных равнинах, сложенных с поверхности лёссами и сырцовыми глинами (Общий Сырт), на четвертых – на низких приморских лёссовых равнинах (Азово-Кубанская низменность).

На Русской равнине степная зона отличается меньшей по сравнению с азиатской частью страны континентальностью и повышенной влаго- и теплообеспеченностью. Годовой радиационный баланс составляет 40–50 ккал/см², средняя

температура июля на Кубани и в Ставропольском крае достигает до +24 °С, а сумма активных температур – до 3500 °С. Испаряемость в южной части зоны увеличивается до 1000 мм. Коэффициент увлажнения меняется от 0,6 на севере до 0,3 на юго-востоке зоны. Увлажнение здесь не только недостаточное, но и крайне неравномерное. Влажные годы чередуются с засушливыми, причем засухи усугубляются горячими суховеями, нередко сопровождающимися пыльными бурями.

Преобладание испаряемости над осадками обуславливает снижение поверхностного стока в среднем до 40 мм. Основная составляющая стока – талые снеговые воды. Реки, пересекающие зону, в большинстве своем транзитные. Области их питания лежат за пределами зоны. При относительно редкой долиненной сети в степной зоне на возвышенностях сформировалась очень густая овражно-балочная сеть. На юго-востоке Среднерусской возвышенности и на Калачской возвышенности протяженность овражной сети достигает 0,5–1,2 км/км². Овраги преимущественно склоновые, формирование их в основном связано с хозяйственной деятельностью человека.

До вмешательства человека в степной зоне господствовали растительные сообщества, состоявшие в основном из засухо- и морозоустойчивых травянистых растений с мощной корневой системой для улавливания почвенной влаги. Это дерновинные злаки – ковыли, типчак, житняк, змеевка, тонконог, а также представители разнотравья – астрагалы, шалфеи, гвоздика и др. и весенне-вегетирующие эфемероиды луковичный мятлик и тюльпаны. В отличие от луговых степей лесостепной зоны, в настоящей степи растительный покров не сомкнут. Чем дальше к югу и юго-востоку, тем травостой более разрежен, тем меньше его видовая насыщенность и продуктивность; крупнодерновинные злаки сменяются мелкодерновинными, увеличивается относительная масса подземных частей растений.

На Русской равнине выделяются три подтипа степных ландшафтов – северные, средние и южные степи. Для северных степей ранее были характерны разнотравно-типчаково-ковыльные растительные ассоциации. Здесь обычны байрачные леса. Средние, засушливые, степи образованы более разреженными разнотравно-дерновинно-злаковыми сообществами с менее богатым разнотравьем. Байрачные леса здесь редки. Южные, сухие, степи дерновинно-злаковые, с редкими представителями ксерофильного разнотравья (лапчаткой, полынью). Проективное покрытие здесь не превышает 60 %. Древесная растительность встречается лишь в поймах рек.

В северной степи формируются обыкновенные черноземы с мощным, на западе до 1 м и более, гумусовым горизонтом, содержащим 6–8 % гумуса, с запасами его до 600 т/га. По понижениям при близком залегании грунтовых вод образуются солонцы. В типичной степи образуются южные черноземы, содержащие около 6 % гумуса, с запасами его 300–500 кг/га. Почвы южных степей темно-каштановые. Мощность гумусового горизонта в них сокращается до 25–40 см, а содержание гумуса – до 3–4 %. Часто они солонцеватые.

Как среда обитания для жизни животных степи значительно отличаются от расположенных севернее лесостепи и лесных зон. Отсутствие леса сделало

многих млекопитающих «норниками» (степной хорь, лисица, сурок, суслики, тушканчики, пищухи); копытные приобрели способность к быстрому перемещению и стадности, что помогает им уберечься от хищников. Большую роль играют мышевидные грызуны – обыкновенная полевка, степная пеструшка, полевая мышь. В степи много птиц, в том числе дрофа, стрепет, жаворонки, серая куропатка, степной орел, степной лунь.

Большинство степных животных – фитофаги. Роль сапрофагов здесь по сравнению с расположенными севернее зонами сокращается. Неустойчивость кормовой базы из-за периодических засух обуславливает резкие колебания численности мышевидных грызунов, насекомых, птиц.

Современное состояние степных ландшафтов – результат длительного хозяйственного освоения: сначала охоты и выпаса домашнего скота, что обусловило уплотнение почвы и распространение растений, устойчивых к выпасу; затем почти полной распашки междуречий, повлекшей за собой уничтожение естественного растительного покрова, активизацию плоскостного и мелкоструйчатого смыва, образование многочисленных оврагов. Небольшие «пятна» целинных степей сохранились в заповедниках, а также по балкам и склонам долин, но уже со значительно измененным видовым составом растений из-за перевыпаса скота.

Полупустынная и пустынная зоны в России занимают часть Прикаспийской низменности между Ергенями и границей с Казахстаном и сами Ергени. Площадь полупустыни в России составляет около 120 тыс. км², пустыни – 40 тыс. км². Прикаспийская низменность сложена морскими и аллювиальными глинами, илами, песками. Поверхность ее осложнена многочисленными западинами и более обширными падьнами, лиманами, котловинами солоноватых озер, соляными куполами, песчаными буграми. Ергени – невысокая асимметричная возвышенность с отметками до 222 м, с крутым, глубоко расчлененным балками восточным и пологим западным склонами. Сложена она неогеновыми глинами. С поверхности на междуречьях залегает чехол лёссов.

Полупустынные и пустынные области получают большое количество солнечной радиации (110–130 ккал/см² год). Радиационный баланс составляет 40–50 ккал/см² год. Средняя температура июля равна (+20,5...24) °С, сумма активных температур – 2800–3600 °С. Зима холодная. Средняя январская температура колеблется от минус 8 до минус 16 °С. Годовая сумма осадков в полупустыне не превышает 200–300 мм, в пустыне – менее 200 мм. Коэффициент увлажнения соответственно составляет 0,2–0,3 и менее 0,2. Только в зимние месяцы (в декабре-феврале) сумма осадков превышает испаряемость. Снежный покров маломощный – 5–15 см. Почвогрунты в зависимости от их состава промерзают на глубину 0,5–1,5 м. Годовой сток в полупустыне равен 10 мм, в пустыне – менее 5 мм. Поверхностный сток имеет место в период снеготаяния. Талые воды стекают в западины или впадины с солеными озерами. Эрозия, за исключением восточного склона Ергеней, ослаблена, активны процессы физического выветривания и эоловые, за счет капиллярного поднятия минерализованных грунтовых вод происходит засоление почвогрунтов.

В полупустыне зональным типом почв являются почвы светло-каштановые. Мощность гумусового горизонта у них достигает 20–35 см. Содержание гумуса – до 4 %. Горизонт карбонатов залегает на глубине 20–30 см, гипсовый горизонт располагается на глубине 80–100 см. По понижениям формируются лугово-каштановые солонцеватые почвы и солонцы. Для пустыни характерны серо-бурые пустынные почвы.

Для растительного покрова полупустынь характерно сочетание разреженных полынно-дерновинно-злаковых сообществ (типчак, тырсик, ковылок, житняк) и ксерофитных пустынных полукустарничков (полыни белая и черная, прутняк, местами с биюргуном). Обычны эфемероиды (луковичный мятлик, тюльпаны). Запасы фитомассы не превышают 13 ц/га, и до 90 % ее приходится на корневую систему. По разливам рек, стекающих с Общего Сырта на Прикаспийскую низменность, распространены заросли тростника и камыша, галофитные луга. Широкая Волго-Ахтубинская пойма занята лугами с пыреем, разнотравьем, осоками, лесами из ветлы и осокоря. В пустыне произрастают разреженные сообщества многолетних ксерофильных полукустарничков – полыней и солянок. Обычны эфемероиды – тюльпаны, гусиный лук. В понижениях с засоленными почвами растет биюргун. Для солончаков типичны солянки – сарсазан, солерос, поташник.

Для животного мира полупустыни и пустыни наиболее типичны суслики, тушканчики, песчанки, хомячки. Насекомоядные представлены ушастым ежом, хищники – степным хорьком, лисицей-корсаком, волком. Из копытных к востоку от Волги встречается сайгак. Из птиц типичны малые жаворонки. На соленых степных озерах обычны морской зук и утки-пеганки. В волжской дельте обитает большой баклан. Пресмыкающиеся представлены ящерицами и змеями.

Антропогенная трансформация ландшафтов

На российскую часть Русской равнины приходится 17,5 % площади Российской Федерации, в то же время в ее пределах сосредоточено около 70 % всего населения страны. Этот регион занимал, в настоящее время занимает и в ближайшей перспективе будет занимать ведущее положение в экономике страны. На Русской равнине зарождались Российское государство, сельское хозяйство, промышленность. В процессе хозяйственного освоения происходила трансформация существовавших здесь ранее природных ландшафтов. К настоящему времени в ее пределах практически не осталось ландшафтов, которые не испытали бы прямого или косвенного антропогенного воздействия. Наибольшему преобразованию подверглись ландшафты центральных и южных областей равнины.

До XIV–XVI веков хозяйственные уклады жителей пояса лесов, охотников, и степных областей Русской равнины, скотоводов, сильно различались. Земледельческие очаги, появившиеся в южной части пояса лесов в X–XII веках, постепенно расширялись и уже к XVI веку слились в достаточно широкую земледельческую полосу. Как писал академик Д.С. Лихачев, «крестьянин пахал землю

и тем самым создавал ей определенные габариты. Он клал меру своей пашне, проходя по ней с плугом. Рубежи в русской природе соразмерны труду человека и лошади, его способности пройти с плугом, прежде чем повернуть назад, а потом снова вперед. Приглаживая землю, человек убирал в ней всякие резкие грани, бугры, камни. Русская природа мягкая, она ухожена крестьянином по-своему. Хождения крестьянина за плугом, сохой, бороной не только создавали “полосыньки” ржи, но и ровняли границы леса, формировали его опушки, создавали плавные переходы от леса к полю, от поля к реке или озеру. Русский пейзаж формировался усилиями двух великих культур: культуры человека, смягчавшего резкости природы, в свою очередь смягчавшей все нарушения равновесия, которые невольно вносил в нее человек. Ландшафт создавался, с одной стороны, природой, готовой освоить и прикрыть все, что так или иначе нарушил человек, и, с другой, – человеком, ... смягчавшим пейзаж...»¹¹⁹.

В процессе хозяйственного освоения Русской равнины на разных ее участках антропогенному воздействию в разной мере подвергались все региональных компоненты ландшафтов – морфолитогенная основа, поверхностные и грунтовые воды, приземные слои атмосферы, почвы, растительность, животный мир.

Развитие промышленности и высокие темпы промышленного и гражданского строительства в XX и начале XXI веков сопровождалось высокими темпами преобразования морфолитогенной основы. Трансформация рельефа и литогенной основы осуществлялась в процессе добычи полезных ископаемых открытым и шахтным способами, строительства автомобильных и железных дорог, создания дренажных каналов на заболоченных территориях и оросительных в засушливых районах, прокладки трубопроводов, коммуникаций.

В районах добычи полезных ископаемых: горючих в Московском буровугольном бассейне (Тульская область и западная часть Рязанской области), каменного угля в Донецком (Ростовская область) и Печорском (Республика Коми) бассейнах, железных руд в районе Курской магнитной аномалии (Курская и Белгородская области), сырья для производства строительных материалов (на территории всех субъектов Российской Федерации) – сформировались горнопромышленные ландшафты, для которых характерен антропогенный холмисто-грядовый и котловинно-грядовый рельеф, представленный карьерами, терриконами, отвалами в форме холмов и гряд, выемками, траншеями, мульдами проседания, воронками и провалами. Терриконы в Ростовской, Тульской и Рязанской областях, в районе Воркуты в Республике Коми обычно имеют коническую форму и высоту от 10–20 до 50 м. Крутизна их изборозжденных эрозионными рытвинами склонов составляет 30–45°. С терриконами часто соседствуют провальные воронки. Вблизи угольных шахт в Тульской области они достигают глубины 10–15 м. Еще чаще провальные воронки и котловины встречаются в местах подземной добычи растворимых пород – известняков, доломитов, мергелей (Московская, Липецкая и Рязанская области), гипса (Тульская, Нижегородская области, Пермский край) и калийных солей (Пермский край).

¹¹⁹ Лихачев Д.С. Письма о добром и прекрасном. Письмо тридцать четвертое. О Русской природе / сост. и общ. ред. Г.А. Дубровский. 3-е изд. М. : Детская лит., 1989. 288 с.

В местах открытой добычи полезных ископаемых вырабатываются карьеры площадью от нескольких гектаров до нескольких квадратных километров и глубиной от 5–10 до 200 м и более. Нередко склоны карьеров имеют ступенчатое строение. Высота ступеней, представляющих собой рабочие уступы, составляет 3–10 м. Доломитовые карьеры, например Пикалевский в Ленинградской области, достигает 1 км в поперечнике и 50–70 м глубины. Меловые карьеры в Белгородской области достигают глубины 50 м (Белгородский, Секменёвский). Площади карьеров на Лебединском, Михайловском и Стойлинском железорудных месторождениях Курской магнитной аномалии составляют более 1 км² при глубине до 100 м и более. Наряду с крупными карьерами в каждом из субъектов РФ выработаны многие сотни небольших, до нескольких гектаров, карьеров по добыче песчано-гравийных смесей, суглинков, глин, известняка для производства строительных материалов, в большинстве своем не рекультивированных. Создание карьеров, особенно глубоких, сопровождалось понижением уровня грунтовых вод на сопредельных территориях, что при недостаточном увлажнении предопределяло иссушение почвогрунтов на значительных площадях в окрестностях карьеров.

Активная добыча торфа в пределах Мещёрской низины, предварявшаяся и сопровождавшаяся созданием густой дренажной сети, обусловила осушение болот в юго-восточной части Московской области и в северо-западной части Рязанской областей на площади в десятки тысяч гектаров. Это, в свою очередь, повлекло за собой торфяные и лесные пожары, достигшие особого размаха в засушливое лето 2010 года, когда только в Рязанской области пожарами было охвачено около 120 тыс. гектаров леса.

На Русской равнине в настоящее время располагаются 726 городов, в том числе 8 городов-миллионеров. Малые города занимают площади от 1 до 15 км² (например, город Лихвин в Тульской области – 1,2 км², Короча в Белгородской области – 5 км², Болхов в Орловской области – 12 км²). Площади крупнейших городов и городов-миллионеров составляют сотни квадратных километров. Площадь города Рязани равна 224 км², Нижнего Новгорода – 410 км², Волгограда – 565 км², Казани – 613 км²). Москва в границах 2011 года занимает площадь 1081 км². Вокруг Москвы, Санкт-Петербурга, Нижнего Новгорода, Самары и других городов-миллионеров сформировались крупные городские агломерации. В пределах городов и примыкающих к ним промышленных зон, занимающих в разных субъектах РФ от 1–2 до 10 % всей площади, существовавшие здесь ранее природные комплексы полностью изменены.

До конца XVII века наибольшему изменению подвергались ландшафты зоны смешанных хвойно-широколиственных лесов и зоны широколиственных лесов, где была сосредоточена основная часть населения. В последующий период, после прекращения набегов крымских татар, изменялись ландшафты лесостепной и степной зон.

Сельскохозяйственное освоение центральной и южной частей Русской равнины практически достигло своего предела.

Наиболее высокий уровень преобразованности присущ ландшафтам степной и лесостепной зон, где в настоящее время распаханность достигает 60–70 % всей территории. Преобладающий тип освоенности здесь – интенсивный земледельческий. Природные кормовые угодья составляют 5–10 % всей площади. Высокая сельскохозяйственная освоенность сочетается с достаточно высокой плотностью населения и урбанизированностью, наличием крупных промышленных, в том числе горно-промышленных, узлов.

В зоне широколиственных лесов, отличающейся оптимальными условиями для жизни человека, обрабатываемые земли занимают 40–50 % всей площади и определяют фоновый тип использования земель. Остатки лесов (за пределами заповедников – порослевых) занимают на разных участках от 5 до 30 % площади. В этой зоне резко увеличивается урбанизированность и возрастает доля поверхности, занятая промышленными предприятиями, железными и шоссейными дорогами, полигонами для хранения твердых бытовых отходов (ТБО) и промышленных отходов.

В зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов (подтаежной) отмечается существенное сокращение земледельческой освоенности ландшафтов. Распаханность здесь сокращается до 25–40 %, но земледельческое освоение в большинстве районов остается фоновым. Лесные массивы представлены преимущественно производными лесами. Для этой территории характерны достаточно высокая урбанизированность и наличие промышленных узлов.

В подзоне южной тайги распаханность сокращается до 15 % и менее, сплошное земледельческое освоение переходит в очаговое, а фоновое значение приобретают лесные угодья, значительная часть которых представлена сильно нарушенными и производными лесами, занимающими в том числе заброшенные пашни и пастбища.

В подзоне средней (типичной) тайги земледелие имеет очаговый характер. Доля пашни в земельном фонде составляет около 1 %. Основной тип освоения ландшафтов – лесное хозяйство. Здесь располагаются главные лесосырьевые базы европейской части России. Лесопромышленное освоение территории имеет преимущественно выборочный характер, что определяется доступностью лесных массивов и возможностями транспортировки древесины. Относительно редкие промышленные узлы приурочены к местам добычи и переработки минерального сырья.

Ландшафты северной тайги с обширными болотными массивами и малопродуктивными лесами наименее освоенны и соответственно наименее трансформированны. Для этой территории характерны традиционные экстенсивные отрасли хозяйства: охота, рыболовство, заготовка ягод. Отдельные очаги промышленного освоения связаны с добычей полезных ископаемых.

Экстенсивный характер освоения характерен и для зоны тундры с климатическими условиями, близкими к экстремальным. Традиционная отрасль хозяйства здесь – оленеводство – всецело зависит от наличия кормовых угодий (ягельников); определенное значение имеют рыболовство и охота. Промышленное освоение имеет очаговый характер и связано с добычей полезных ископаемых.

Тундровые ландшафты, за исключением очагов промышленного освоения, не претерпели антропогенной трансформации и сохранили все свои характерные особенности.

Физико-географические области Русской равнины

В пределах Русской равнины выделено 20 физико-географических областей (рис. 4): Чудско-Ильменская (1), Валдайская (2), Прибеломорская (3), Онежско-Белозерскоостровверхневолжская (4), Двинско-Мезенская (5), Северных Увалов (6), Тиманского кряжа (7), Печорской низменности (8), Смоленско-Московская (9), Среднерусская (10), Нижнедонская (11), Волжско-Окско-Донская (12), Приволжской возвышенности и Ергеней (13), Ветлужско-Унженская (14), Низкого Заволжья (15), Вятско-Камская (16), Бугульминско-Белебеевская и Общего Сырта (17), Крымская (18), Азовско-Кубанская (19), Ставропольская (20), Прикаспийская (21).

Чудско-Ильменская область (1) включает Псковско-Чудскую (в пределах России) и Ильмено-Ладожскую низменности с отметками от 100 до 5 м и разделяющие их возвышенности – Бежаницкую (с высотами до 338 м), Судомскую (до 294 м), Лужскую (до 204 м) и Ижорскую (с отметками от 100 м на 168 км). С севера на юг область простирается на 425 км, с запада на восток – от 200 км в ее южной части до 300 км в северной. Площадь области – около 110 тыс. км². Рельеф преимущественно ледниковый и водно-ледниковый, на низменностях – слабо расчлененный. Зандровые и озерно-ледниковые равнины занимают значительные площади по периферии Чудского озера, в бассейне озера Ильмень и реки Волхов. Для них характерны плоские междуречья и неглубокие, широкие террасированные долины. В пределах зандровых равнин обычны камовые холмы. Для возвышенностей характерно глубокое и густое эрозионное расчленение. На пологоувалистых и плосковолнистых междуречьях в их пределах обычны моренные холмы.

Климат области умеренно континентальный, влажный. Годовое количество осадков составляет около 700–800 мм, испаряемость – около 500 мм. Средняя январская температура колеблется от минус 6 до минус 8 °С, средняя июльская равна (+16...+18) °С, сумма активных температур – от 1600 до 2000 °С.

Северная часть области (до озера Ильмень) располагается в подзоне южной тайги, южная – в зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов. Естественные ландшафты области вследствие их длительного сельскохозяйственного освоения в значительной мере изменены, леса уступили место сельхозгодьям, на значительных площадях осушены болота и заболоченные земли. Еловые и елово-широколиственные леса на дерново-подзолистых почвах на моренных суглинках сохранились лишь в пределах возвышенностей, на участках с наиболее густым и глубоким эрозионным расчленением. Зандровые, в разной мере заболоченные равнины заняты преимущественно сосновыми лесами. В Приильменье произрастают вторичные осиново-березовые леса.

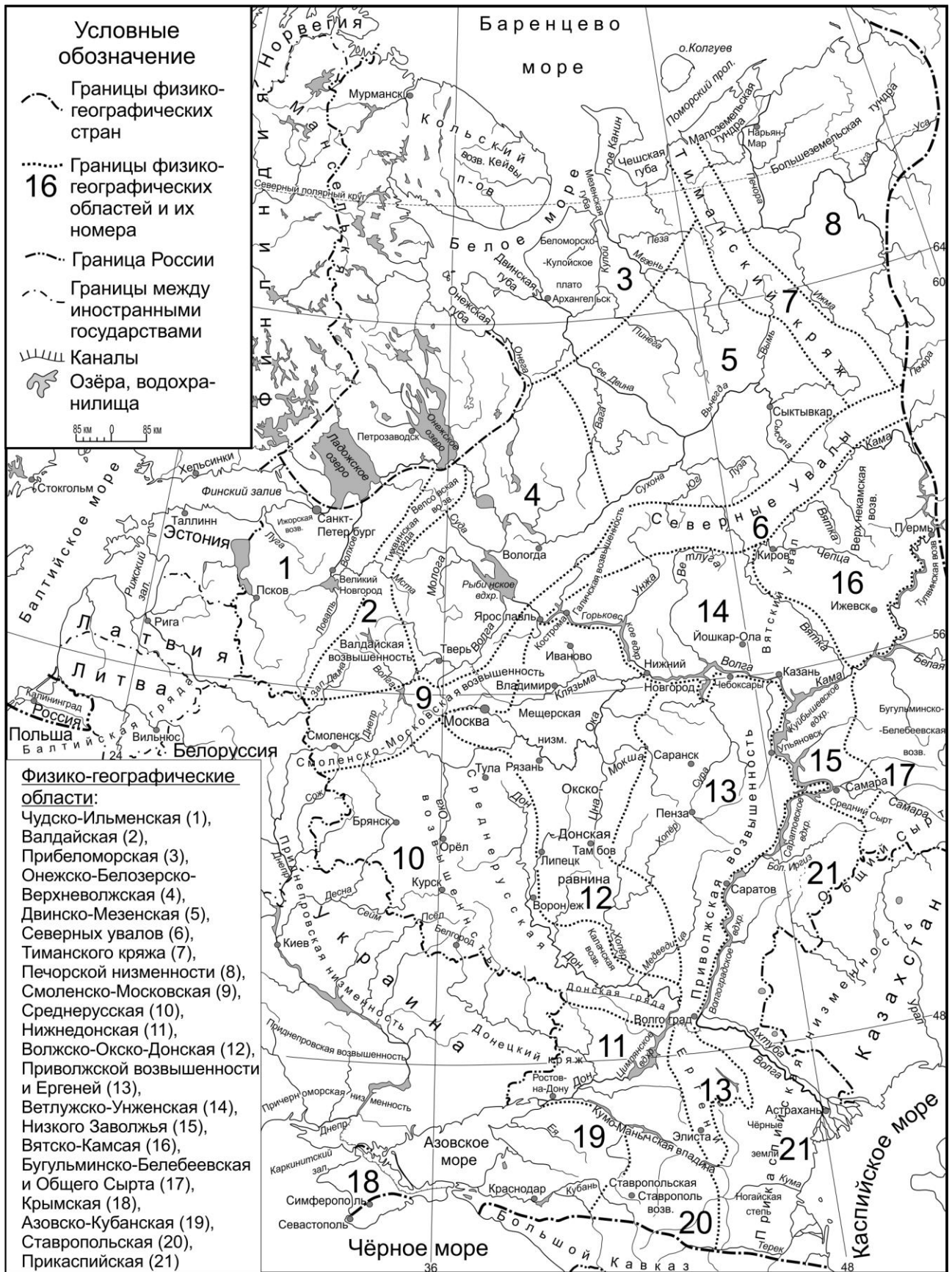


Рис. 4. Физико-географические области Русской равнины

Валдайская область (2) включает вытянутые с юга на север на 525 км в полосе шириной от 200 до 60 км Валдайскую возвышенность (с отметками до 343 м), Тихвинскую гряду (280 м) и Вепсовскую возвышенность (304 м), по которым в основном проходит водораздел бассейнов рек Балтийского и Каспийского морей.

Климат области умеренно влажный, умеренно теплый. Средние январские температуры составляют около минус 10 °С, средние июльские – от +15 до +17 °С. Сумма активных температур достигает 1600–1900 °С. Годовая сумма осадков равна 700–800 мм, среднегодовая разность осадков и испаряемости – до 300 мм.

Вепсовская и тихвинская части области (до реки Мсты) располагаются в пределах средней и южной тайги, южная валдайская часть – в зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов. В таежной части области коренными являются еловые леса на моренных суглинках и сосновые леса на супесчаных и песчаных грунтах. На Валдайской возвышенности в пределах зоны хвойно-широколиственных лесов на моренных суглинках произрастают елово-широколиственные леса на дерново-подзолистых почвах; на песчаных грунтах водно-ледникового и озерно-аллювиального генезиса на дерново-подзолистых почвах – сосняки. Значительные площади занимают вторичные осиново-березовые леса и сероольшаники на оглеенных дерново-подзолистых и торфянистых почвах.

Пашня на разных участках занимает от 5 до 15 % территории. Неблагоприятными для земледелия и спасительными для ландшафтов являются мелкоконтурность полей, раздробленность угодий, завалуненность почвогрунтов, заболоченность пониженных участков рельефа.

Прибеломорская область (3) протягивается вдоль побережья Белого моря на 600 км от кряжа Ветренный пояс до Тиманского кряжа и Канина Камня на полуострове Канин в полосе шириной от 200 до 350 км. На большей своей части представляет собой низменность с общим наклоном в сторону Белого моря, с отметками междуречий от 50 до 100 м, осложненную сниженными изолированными возвышенностями с отметками от 100 до 210 м (Онежская гряда – 200 м, Беломорско-Кулойское плато – 210 м). В ее пределах располагаются низовья рек Онеги, Северной Двины, Мезени.

Вся область в позднем плейстоцене перекрывалась ледником. По площади преобладают плоские и холмисто-грядовые моренные равнины. Значительные территории занимают зандровые и озерно-ледниковые равнины. На Онежской гряде и Беломорско-Кулойском плато, сложенных карбонатными породами и толщами гипса, распространены карстовые воронки, провалы, пещеры. Вдоль побережья Белого моря располагаются морские террасы позднеплейстоценового и голоценового возраста.

Климат области умеренно континентальный с умеренно холодной многоснежной зимой (средние январские температуры колеблются от минус 11 до минус 14 °С) и прохладным влажным летом (средние июльские температуры изменяются от +8 °С на севере, на полуострове Канин, до +15 °С на юге). Сумма активных температур – от 800 °С на севере до 1400 °С на юге. Средняя годовая сумма осадков составляет 500–600 мм, разность осадков и испаряемости – до +200 мм.

Северо-восточная часть области, включающая полуостров Канин, Конушинский берег Мезенской губы и побережье Чешской губы, занята мохово-лишайниковой и кустарниковой тундрой на тундрово-глеевых почвах, сменяющейся южнее лесотундровым редколесьем из ели и березы по склонам долин рек Омы, Пеши, Вижаса, Снопы. Канин Камень, сложенный протерозойскими кристаллическими сланцами, гранитами и осадочными породами позднего палеозоя, покрыт каменистыми россыпями, чередующимися с лишайниковой тундрой. Поверхности морских террас, расположенные к северо-востоку от возвышенности Канин Камень, заняты пятнистыми и бугристыми тундрами.

Большая по площади часть области юго-западнее занята изреженными сырыми северотаежными лесами из ели с примесью пихты, под которыми формируются глеево-подзолистые и подзолисто-иллювиально-гумусовые почвы. Пониженные и плоские недrenированные участки поверхности заняты сфагновыми болотами. По песчаным террасам рек и зандрам растут сосновые леса.

Онежско-Белозерско-Костромско-Ростовская область (4) располагается между Валдайской областью на западе, Смоленско-Московской областью на юге, Двинско-Мезенской областью на востоке, Прибеломорской областью на северо-востоке и Кольско-Карельской страной на севере. В геоморфологическом отношении Онежско-Белозерско-Костромско-Ростовская область представляет собой сочетание плоских низменных озерно-ледниковых, зандровых, озерно-аллювиальных равнин и относительно изолированных возвышенностей с моренными и камовыми холмами на междуречьях. В юго-западной части области расположена Белозерская низина, к югу от нее – обширная Молого-Шекснинская низменность, занятая в своей наиболее пониженной части Рыбинским водохранилищем. В юго-восточной части области находятся Ростовская и Ярославско-Костромская низины. Все низины сильно заболочены. Небольшие по площади возвышенности (Галичская, Угличская, Чухломская, Няндомская, Бежаницкая, Андогская и др.) на фоне обширных низменностей являются своеобразными «островами», отличающимися относительно густым и глубоким эрозионным расчленением и соответственно лучшей дренированностью.

Климат области умеренно континентальный. Зима умеренно холодная, снежная. Средние январские температуры равны (–11...–14) °С, средняя июльская – (+16...+18) °С. Сумма активных температур – 1600–2000 °С. Среднее годовое количество осадков составляет 600–700 мм, средняя годовая разность осадков и испаряемости – до минус 200 мм.

Северная часть области покрыта среднетаежными еловыми лесами, под которыми на морене и покровных суглинках формируются дерново-подзолистые почвы, и сосновыми борами с подзолистыми почвами на песчаном субстрате; южная – южнотаежными еловыми и елово-широколиственными лесами с дерново-подзолистыми почвами на моренных и покровных суглинках и сосновыми борами на песках. Высокобонитетные леса тяготеют к возвышенностям. На заболоченных низменностях преобладают вторичные осиново-березовые леса.

Распаханность территории – от 10–15 % на севере до 40 % на юге области.

Двинско-Мезенская область (5) занимает бассейны верхнего течения рек Северная Двина и Мезень. Располагается между Онежско-Белозерско-верхневолжской областью на юго-западе и Тиманским кряжем на северо-востоке; на юге граничит с Северными Увалами, на северо-западе – с Прибеломорской областью. Площадь – около 170 тыс. км².

В геоморфологическом отношении Двинско-Мезенская область представляет собой преимущественно сниженную, с отметками высот на междуречьях от 100 до 150 м, плосковолнистую, местами пологоувалистую, вторичную моренную равнину с чехлом покровных суглинков на междуречьях. На отдельных участках отметки поверхности междуречий достигают 200–260 м. Равнина расчленена широкими долинами рек Северная Двина и Мезень и многочисленными долинами их притоков. Вдоль крупных рек протягиваются долинные зандры, в самих долинах выделяются надпойменные террасы, сложенные песками и супесями.

Климат области умеренно континентальный, с умеренно холодной зимой (средняя январская температура от минус 13 до минус 17 °С) и умеренно теплым летом (средние июльские температуры от +14 до +16 °С). Сумма активных температур увеличивается с севера на юг от 900 до 1600 °С. Среднее годовое количество осадков равно 600–700 мм, средняя годовая разность осадков и испаряемости – +200 мм.

Область покрыта среднетаежными еловыми лесами с примесью пихты на сильно подзолистых суглинистых почвах. Долинные зандры и надпойменные террасы, сложенные песками, заняты сосновыми борами. На карбонатных грунтах произрастают лиственничные леса. Плоские, слабо дренированные поверхности междуречий и надпойменных террас сильно заболочены. Болота преимущественно верховые, безлесные. В залесенных поймах рек значительные площади занимают низинные болота. Ландшафты области в основном сохранили свой естественный характер.

Область Северных Увалов (6) – цепочка возвышенностей с отметками от 200 до 293 м, вытянутая в широтном направлении почти на 750 км от верховьев реки Унжи до Урала в полосе шириной до 100 км. Включает несколько десятков густо расчлененных, отделенных друг от друга широкими речными долинами возвышенностей площадью от нескольких сотен до нескольких тысяч квадратных километров. Междуречья плоские и плосковолнистые, а на участках с наиболее густым и глубоким эрозионным расчленением – пологоувалистые. В среднем плейстоцене в пределах возвышенностей дважды располагался покровный ледник. Как следствие, с поверхности практически повсеместно залегают морена, перекрытая валунными супесями и безвалунными суглинками.

Климат области умеренно континентальный, с умеренно холодной зимой и умеренно теплым влажным летом. Средние январские температуры колеблются от минус 14 до минус 17 °С, средние июльские от +16 до +17 °С, сумма активных температур – от 1500 до 1600 °С. Годовое количество осадков равно 600–800 мм, коэффициент увлажнения – 1,2–1,5.

Область в основном располагается в подзоне средней тайги. На междуречьях преобладают еловые, и пихтово-еловые леса-зеленомошники на дерново-

подзолистых суглинистых почвах. На валунных супесях растут сосновые леса. Вырубки и гари заняты вторичными осиново-березовыми лесами.

Область Тиманского кряжа (7) включает гряду Канин Камень с высотами от 100 до 249 м, длиной 150 км и шириной до 25 км, располагающуюся на полуострове Канин; вытянутые в юго-восточном направлении на 750 км в полосе шириной от 25 до 125 км, отделенные друг от друга речными долинами Чайцынский Камень и Тиманский Камень с высотами до 300 м, протягивающиеся от побережья Баренцева моря до верховьев реки Сулы (левого притока Печоры); Касминский Камень с высотами до 314 м, протягивающийся от верховьев реки Сулы до реки Печорская Пижма; самый высокий из всех Четлаский Камень с отметками до 456 м, протягивающийся от реки Печорская Пижма до верховьев реки Вымь; Вымско-Вольскую гряду с отметками 353 м, протягивающуюся от верховьев рек Пижмы и Выми до верховьев реки Ухты; возвышенности Очпарма и Жежимпарма с отметками от 200 до 290 м, располагающиеся на междуречье рек Печоры и Вычегды.

В осевой зоне Тиманского кряжа местами вскрываются протерозойские кристаллические сланцы. Более широкое распространение здесь имеют породы палеозойского возраста: песчаники и доломиты девонского возраста, известняки и доломиты карбона, а по западной и южной периферии Тимана – карбонатные породы пермского возраста. Коренные породы практически повсеместно перекрыты чехлом элювиально-коллювиальных и ледниковых отложений. В карбонатных породах карбона и перми развит карст. Широкие понижения, разделяющие отдельные массивы и гряды, образующие Тиманский кряж, сильно заболочены.

Большая часть Тиманского кряжа располагается в подзоне северной тайги и занята еловыми и елово-березовыми лесами на подзолистых и глеево-подзолистых почвах. Плоские поверхности междуречий местами заняты сфагновыми болотами с сосной, а заболоченные понижения – березовым криволесьем. На склонах, выработанных в карбонатных породах, на дерново-карбонатных почвах растут лиственничные леса, по каменистым склонам и песчаным надпойменным террасам – сосняки. Северная часть Тиманского кряжа занята каменистыми и мохово-лишайниковыми тундрами.

Область Печорской низменности (8) располагается между Уралом с его продолжением Пай-Хоем на востоке и Тиманским кряжем на западе. Занимает площадь около 270 тыс. км². В плане имеет форму треугольника с вершиной на юге, у Северных Увалов. С севера на юг область протягивается почти на 800 км; на 67-й параллели, в основании «треугольника», – с запада на восток на 625 км. В тектоническом отношении соответствует эпибайкальской Тиманской плите. На глубоко погруженном складчато-кристаллическом основании, от 2 до 6 км в западной и центральной частях плиты и до 10–12 км в пределах Предуральского краевого прогиба, залегают толщи палеозойских и мезозойских осадочных пород, перекрытые четвертичными отложениями разного генезиса – морскими, ледниковыми, озерно-аллювиальными, мощностью до 100 м и более. Континентальные отложения пермской системы включают крупные залежи каменного угля.

Междуречья на большей их части представляют собой вторичную моренную равнину, перекрытую с поверхности валунными супесями и безвалунными суглинками. Местами поверхности ледниковой аккумуляции уступают место зандрам и участкам озерно-ледниковых равнин.

Северная, заполярная, часть области расположена в атлантико-арктическом секторе субарктического пояса. Средние январские температуры воздуха здесь составляют $(-19...-20)^\circ\text{C}$, средние июльские – от $(+6...+8)^\circ\text{C}$ на побережье Печорского моря до $+12^\circ\text{C}$ на широте Полярного круга. Средние годовые температуры воздуха отрицательные, что служит условием для существования многолетней мерзлоты. Сумма активных температур равна $400-600^\circ\text{C}$. Среднее годовое количество осадков – до $400-500$ мм. К югу от Полярного круга средние июльские температуры увеличиваются до $(+14...+16)^\circ\text{C}$, сумма активных температур – от 800 до 1500°C , среднее годовое количество осадков доходит до 600 мм.

Северная, расположенная в Заполярье, часть области занята южными мохово-лишайниковыми и кустарниковыми сильно заболоченными тундрами (Малоземельской, Большеземельской), сменяющимися южнее лесотундровым редколесьем из ели с примесью березы.

К югу от устья реки Усы междуречья заняты северотаежными долгомошными и долгомошно-сфагново-зеленомошными еловыми лесами с примесью березы на торфяно-подзолисто-глеевых почвах. На зандровых и озерно-ледниковых равнинах и на надпойменных террасах, сложенных песками, преобладают сосновые боры, в той или иной мере заболоченные. На карбонатных грунтах растет лиственница.

К югу от города Ухты вторичная моренная равнина покрыта среднетаежными лесами, преимущественно ельниками, голубичными и черничными, долгомошными и зеленомошными, на дерново-подзолистых почвах. Здесь встречаются пихта и кедровая сосна. Сельскохозяйственная освоенность минимальна. В районе города Воркуты добывают уголь. Активно развивается нефтедобыча. На большей части области ландшафты сохранили свой естественный облик.

Смоленско-Московская область (9) включает Смоленско-Московскую возвышенность, протягивающуюся в широтном направлении на 625 км от долины Днепра на территории республики Беларусь на западе до долины реки Нерли в бассейне реки Клязьмы на востоке в полосе шириной от 40 до 100 км. Абсолютные высоты междуречий изменяются от 200 до 300 м и более (310 м в верховьях реки Москвы, 319 м в районе города Вязьмы).

Смоленско-Московская возвышенность – холмисто-волнистая и холмисто-увалистая вторичная моренная равнина, расчлененная густой сетью речных долин. Придолинные пологонаклонные участки междуречий, в свою очередь, расчленены многочисленными балками, склоны долин и балок – оврагами. Плоские приводораздельные недренированные участки междуречий осложнены заболоченными ложбинами стока талых ледниковых вод и западинами. В долинах рек выделяются пойма и от одной до трех надпойменных террас. Толща четвертичных отложений на междуречьях включает маломощные покровные суглинки и две морены – московскую и днепровскую, обычно разделяющиеся водно-ледниковыми и межледниковыми отложениями разного генезиса.

Климат области умеренно континентальный, умеренно теплый, умеренно влажный. Средние январские температуры понижаются с запада на восток от минус 9 до минус 12 °С, средние июльские температуры равны (+17,5...+18,5) °С, сумма активных температур – 1800–2000 °С. Среднее годовое количество осадков составляет 650–800 мм, средняя годовая разность осадков и испаряемости – до +200 мм.

Область располагается в зоне смешанных широколиственно-еловых лесов на дерново-подзолистых суглинистых почвах. На речных террасах и долинных зандрах, сложенных песками, растут сосновые боры. Коренные леса сохранились лишь на наиболее глубоко- и густорасчлененных участках возвышенности. На остальной территории они замещены либо сельхозугодьями (на удобных для распашки участках), либо мелколиственными лесами из березы и осины с примесью ели или сосны на песчаных грунтах (на неудобьях).

Среднерусская область (10) включает Среднерусскую возвышенность, примыкающую к ней на юго-востоке Калачскую возвышенность (на левобережье Дона), и Донскую гряду (на его правобережье), сформированные на неотектоническом этапе на приподнятом южном крыле Московской синеклизы и на Воронежской антеклизе. С севера на юг она простирается примерно на 500 км и далее на юго-восток вдоль долины Дона еще на 400 км. В геоморфологическом отношении область представляет собой пластовую эрозионно-денудационную, к северу от Орла – вторичную моренную равнину с высотами от 180 до 293 м, отличающуюся густым (более 0,75 км/км²) и глубоким (от 30–40 до 100 м и более) эрозионным долинно-балочным расчленением. На долю балок, образующих разветвленные балочные системы, приходится до 75 % общей протяженности эрозионной сети. Весьма многочисленны овраги, на долю которых приходится до 10 % общей протяженности эрозионной сети. Междуречья пологоувалистые, на участках с наиболее глубоким и густым эрозионным расчленением – холмистоувалистые, повсеместно перекрытые чехлом лёссовидных суглинков мощностью от 1–2 до 4–6 м, замещающихся на склонах долин и балок сходными по составу делювиальными суглинками.

Северная и западная части области умеренно теплые и умеренно влажные, южная и юго-восточная – очень теплые и недостаточно влажные. Средние июльские температуры соответственно составляют (+19...+20) и (+20...+22) °С, сумма активных температур – 2200–2600 и 2600–3200 °С, среднее годовое количество осадков – 600–700 и 450–500 мм, средняя годовая разность осадков и испарения – от +100 мм на северо-западе до минус 300 мм на юго-востоке.

Северная и западная, наиболее увлажненные, части области расположены в зоне широколиственных лесов, средняя – в лесостепной зоне, юго-восточная – в степной. Значительные массивы широколиственных лесов на серых лесных почвах присутствуют лишь на севере области, в бассейне реки Оки. Южнее, в лесостепи, лесная растительность сохранилась лишь местами, по крутым склонам речных долин и по балкам. Там же сохранились и фрагменты обедненных злаково-разнотравных растительных группировок. По меловым склонам в бассейне Северского Донца местами встречается меловая сосна. Междуречья

же с их выщелоченными и типичными черноземами, сформировавшимися ранее под злаково-разнотравными степями, полностью распаханы.

Калачско-Донская часть области в основном располагается в степной зоне, хотя по увлажненным склонам речных долин северной и северо-западной экспозиции местами встречаются байрачные дубравы. Почвенный покров на сплошь распаханых междуречьях представлен обыкновенными и маломощными южными черноземами.

Нижнедонская область (11) включает юго-восточную оконечность Донецкого кряжа с высотами до 253 м, сформированного на герцинском складчатом основании, и сниженные равнины с отметками от 50 до 180 м по правому и левобережью Дона в его нижнем течении, располагающиеся в пределах Скифской эпипалеозойской плиты. С юга она ограничена Кумо-Манычской впадиной, с севера – Донской грядой, с востока – возвышенностью Ергени. С севера на юг область простирается на 200–250 км, с северо-запада на юго-восток – на 300–400 км.

Российская часть Донецкого кряжа густо расчленена долинами небольших рек и многочисленными балками. Междуречья холмисто-увалистые, по периферии кряжа – платообразные. С поверхности на междуречьях повсеместно залегают лёссовидные суглинки. Сниженные равнины за пределами Донецкого кряжа сложены палеогеновыми и неогеновыми морскими песчано-глинистыми отложениями, повсеместно перекрытыми лёссовидными суглинками. Междуречья плоские, в периферийных частях прорезанные сетью неглубоких балок. Вдоль Дона и его притоков протягиваются надпойменные террасы, сложенные преимущественно песками, местами переветными.

Климат сниженной части области континентальный. Среднегодовое количество осадков изменяется от 300 до 400 мм, коэффициент увлажнения равен 0,4–0,5. Сумма активных температур достигает 3000–3400 °С. В пределах Донецкого кряжа осадков выпадает до 500–550 мм, а коэффициент увлажнения составляет 0,6–0,7.

На Донецком кряже имеет место вертикальная дифференциация почвенно-растительного покрова. На наиболее возвышенных его участках с отметками более 180 м развиты выщелоченные черноземы, на склонах долин и балок – маломощные щебнистые черноземы. На относительно сниженных участках междуречий преобладают черноземы обыкновенные. Наиболее высокие участки междуречий ранее были заняты дубравами, пониженные – степью. В настоящее время междуречья практически полностью распаханы. Небольшие байрачные дубравы и участки степной растительности сохранились лишь на склонах долин.

В сниженной части Нижнедонской области по площади преобладают черноземы южные, значительные площади занимают темно-каштановые и каштановые солонцеватые почвы. Разнотравно-типчаково-ковыльные и типчаково-ковыльные степи в основном распаханы. Сохранились они лишь на солонцеватых почвах и используются под пастбища.

Волжско-Окско-Донская область (12) включает вторичные моренные, моренно-водно-ледниковые и озерно-аллювиальные сниженные равнины волжско-окских низменностей (Волжско-Клязьминское междуречье и Мещёрская низина) и Окско-Донскую равнину, занимающие новейшую мегавпадину меридионального простирания.

Волжско-Клязьминское междуречье и Мещёрская низина представляют собой сочетание моренно-водно-ледниковых (постднепровских) и озерно-аллювиальных (московского и валдайского возраста) ступенчатых заболоченных равнин. Морена с чехлом покровных суглинков и водно-ледниковые отложения днепровского возраста сохранились на наиболее приподнятых участках с отметками более 136 м. Ниже располагаются поверхности озерно-аллювиальной аккумуляции московского и валдайского времени, сложенные песками, на значительных площадях перевейанными, с массивами бугристых песков и дюнами.

На Волжско-Клязьминском междуречье и в Мещёрской низине средние июльские температуры составляют (+18,5...+19,5) °С, сумма активных температур достигает 2000–2200 °С, среднее годовое количество осадков равно 600–650 мм, коэффициент увлажнения – около минус 1,1.

Эта часть области расположена в зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов. На суглинистых грунтах на дерново-подзолистых глееватых и глеевых почвах растут еловые леса с примесью широколиственных пород деревьев, на песках на дерново-подзолистых почвах – сосняки. Много вторичных березово-осиновых лесов. Особый тип ландшафтов – ополья (Владимирское, Подольско-Коломенское, Касимовское), занимающие относительно приподнятые участки с покровом лёссовидных суглинков на морене, с серыми лесными почвами. Росшие здесь ранее хвойно-широколиственные и широколиственные леса сведены. Ополья на протяжении последних 800 лет распаиваются. До 30 % площади Мещёрской части области занимают болота, преимущественно низинные. Есть обширные сфагновые болота (Шатурские, Радовицкое, Красное и др.).

Окско-Донская часть области располагается между Среднерусской и Приволжской возвышенностями и протягивается от Оки на севере до Калачской возвышенности и Донской гряды на юге на 400–500 км. Окско-Донская равнина полностью покрывалась днепровским (по другим данным донским) ледником. На междуречьях дочетвертичные отложения повсеместно перекрыты мореной мощностью от 2 до 10 м, которая, в свою очередь, перекрыта чехлом покровных лёссовидных суглинков. Вдоль долин рек располагаются зандры, в долинах рек – надпойменные террасы трех уровней. Зандровая равнина занимает и большую часть Окско-Цнинского плато. На плоских междуречьях широко распространены суффозионные западины – «степые блюдца» диаметром 40–50 м, иногда больше. На песчаных речных террасах и долинных зандрах обычны бугристо-западинные комплексы эолового происхождения. На Окско-Цнинском плато развит карст.

В северной части Окско-Донской равнины средние июльские температуры составляют (+19,0...+19,5) °С, сумма активных температур – 2200–2500 °С, среднее годовое количество осадков – 550–600 мм, коэффициент увлажнения – около 1,0. В ее средней части июльские температуры увеличиваются до +20 °С, сумма активных температур – до 2700–2800 °С, среднее годовое количество осадков уменьшается до 500 мм, коэффициент увлажнения – до 0,6–0,8. В южной части средние июльские температуры увеличиваются до +21 °С, сумма активных температур – до 3200 °С, среднее годовое количество осадков сокращается до 450 мм,

коэффициент увлажнения – до 0,6–0,5. Средние январские температуры от северной до южной оконечностей области примерно одинаковые – (–9...–11) °С.

Северная часть Окско-Донской равнины, примерно до города Ряжска, располагается в зоне широколиственных лесов; средняя часть, от Ряжска до Борисоглебска, – в лесостепной зоне; юго-восточная часть, расположенная между Калачской и Приволжской возвышенностями, – в степной зоне.

Зона широколиственных лесов на Окско-Донской равнине в значительной мере утратила свою специфику. Дубравы, которые еще в XVII веке почти сплошной полосой в 40–90 км протягивались по правобережью Оки до реки Пары и далее через Окско-Цнинское плато на правобережье реки Цны, ныне практически сведены. Занятые ими ранее междуречья на большей части распаханы, на меньшей поросли вторичными березово-осиновыми лесами с примесью дуба, липы, клена, ясеня. Местами сформировались рощи из дуба с примесью липы и других лиственных пород. За исключением правобережья реки Цны, ландшафты приобрели лесостепной характер. Под лесами к западу от реки Цны сейчас занято в среднем 18 % площади этого участка зоны. По зандрам в долинах рек Цны, Мокши, Пары, Прони на дерново-подзолистых почвах растут сосняки.

В лесостепной зоне на междуречьях преобладают типичные черноземы, в северной части – черноземы выщелоченные. На плоских недренированных участках междуречий сформировались луговые черноземы. По песчаным надпойменным террасам распространены дерново-подзолистые почвы. Серые лесные почвы приурочены к дубравам и участкам на месте сведенных дубрав. Вторичные порослевые леса и островки порослевых дубрав занимают в среднем не более 5 % территории. По речным террасам и долинным зандрам растут сосновые и сосново-широколиственные леса. Луговые степи занимают склоны долин и балок. Вся остальная территория, занятая ранее злаково-разнотравными лугами, распахана.

Степная часть Окско-Донской равнины занимает междуречья рек Хопра и Медведицы, Междведицы и Дона. Первый из этих участков – вторичная моренная равнина с чехлом лёссовидных суглинков, второй – сплошной песчаный массив (Арчадинско-Донские пески). Почвенный покров составляют черноземы обыкновенные и черноземы южные, формировавшиеся ранее под разнотравно-типчаково-ковыльными степями, ныне распаханymi. Для нераспаханных песчаных массивов в долине Хопра и на междуречье Медведицы и Дона характерны песчаные варианты степной растительности.

Область Приволжской возвышенности и Ергеней (13), занимающая Приволжскую возвышенность и Ергени, протягивается с севера на юг на 1100 км в полосе шириной от 350 км на широте города Моршанска до 70 км у города Элисты. Представляет собой пластово-моноклиналиную эрозионно-денудационную возвышенность с отметками от 200 до 351 м в ее северной приволжской части (Приволжская возвышенность) и от 100 до 200 м – в южной (Ергени), обособившуюся на этапе новейших поднятий.

Часть области, расположенная в пределах Приволжской возвышенности, сложена верхнемеловыми мергелями и писчим мелом, местами перекрытыми

палеогеновыми песчаниками и опоками. По восточному макросклону Приволжской возвышенности в глубоко врезанных речных долинах вскрываются юрские глины и известняки верхнего карбона (Жигулевские горы и Самарское плато). На междуречьях с поверхности залегают лёссовидные суглинки. По берегу Волги местами формируются оползни.

Ергенинская часть области, протянувшаяся от Волго-Донского канала до Кумо-Манычской ложбины, имеет высоту от 120 до 222 м. С поверхности в пределах Ергеней залегает мощная толща лёссовидных суглинков, подстилаемых скифскими глинами мощностью до 50 м и ергенинскими песками с прослоями глин и песчаников. Рельеф Ергеней эрозионно-денудационный. В приводораздельной части сохранились плоские поверхности, осложненные суффозионными западинами. Западный макросклон Ергеней длинный, пологий, расчлененный пологосклонными балками, восточный – крутой, глубоко расчлененный оврагами и балками.

Северная и средняя части Приволжской возвышенности располагаются в атлантико-континентальной умеренно теплой и умеренно влажной климатической области; южная – в недостаточно влажной, очень теплой области, Ергени – в континентальной восточноевропейской умеренно сухой, очень теплой области. Средние январские температуры колеблются от минус 8 до минус 13 °С, средние июльские повышаются с севера на юг от +19 до +22 °С. Среднее годовое количество осадков уменьшается с севера на юг от 600 до 300 мм, а средняя годовая разность осадков и испаряемости – от (0...–100) до минус 400 мм.

На Приволжской возвышенности в почвенном покрове преобладают черноземы – на севере выщелоченные, в средней части типичные, в южной – южные черноземы и темно-каштановые почвы. В облесенном бассейне реки Суры широко распространены серые лесные почвы, в верховьях реки Мокши встречаются дерново-подзолистые почвы. В северной и центральной частях Приволжской возвышенности на междуречьях естественная растительность в основном замещена сельхозугодьями, в южной части значительные площади заняты типчаково-ковыльными степями, которые используются как пастбища.

В Ергенях преобладают светло-каштановые солонцеватые почвы. Обычны солонцы. Растительность полынно-злаковая. Территория используется под выпас скота.

Ветлужско-Унжинская область (14) включает Ветлужско-Унжинскую сниженную равнину. В днепровское время она практически полностью, кроме юго-восточной части, была занята ледником. Днепровская морена, перекрытая чехлом покровных суглинков, сохранилась в пределах наиболее приподнятых участков с отметками более 140 м. Большая часть территории представляет собой сочетание ступенчатых (террасированных) зандровых (постднепровских) и озерно-аллювиальных равнин московского и валдайского возраста. Для вторичных моренных равнин характерен плосковолнистый и полого-увалистый рельеф.

Климат Ветлужско-Унжинской области умеренно теплый и умеренно влажный. Средние июльские температуры – около +18 °С. Сумма активных температур изменяется от 1600 до 2200 °С, среднее годовое количество осадков равно 600–700 мм, коэффициент увлажнения – 1,1–1,3.

Область располагается в подзоне южной тайги. На песчаных грунтах на дерново-слабо- и среднеподзолистых почвах произрастают сосновые боры. Вторичные моренные равнины заняты сосново-еловыми и еловыми лесами с примесью пихты и широколиственных пород на дерново-среднеподзолистых почвах. На значительных площадях коренные леса замещены осиново-березовыми лесами. Лесистость территории на разных ее участках составляет от 50 до 70 %. Территория сильно заболочена. Крупные массивы верховых, переходных и низинных болот располагаются вдоль Унжи.

Область Низкого Заволжья (15) протягивается от устья Камы до устья реки Большая Кинель на 250 км при ширине до 150 км и представляет собой сниженную террасированную равнину. Приурочена она к меридиональному плиоцен-четвертичному неотектоническому прогибу со среднеплиоценовой долиной палео-Волги, заполненному мощной толщей морских и озерно-аллювиальных отложений верхнего плиоцена. Современная долина Волги смещена к западу от плиоценовой. В контурах долины выделяются пойма и надпойменные террасы относительной высотой до 80 м. За ее пределами на левобережье Волги сохранились фрагменты поверхности позднеплиоценовой аллювиально-морской аккумулятивной равнины, расчлененной широкими пологосклонными долинами и балками на отдельные пологие увалы с отметками высот от 100 до 150 м с чехлом лёссовидных суглинков.

В обширной долине Волги выделяются пойма и три–четыре надпойменные террасы. Первая и бóльшая часть второй террасы сложены песками, местами перевеянными и, как следствие, бугристыми. Высокие террасы с поверхности перекрыты чехлом лёссовидных суглинков.

Климат области континентальный, с умеренно холодной зимой и теплым летом. Среднеянварские температуры понижаются с запада на восток от минус 14 до минус 15 °С, среднеиюльские повышаются с севера на юг от +19 до +20 °С, сумма активных температур – от 2200 до 2500 °С. Годовое количество осадков составляет от 350 до 500 мм. Разность осадков и испаряемости изменяется от +100 на севере области до минус 200 мм на юге.

Северную часть области, на междуречье Камы и Большого Черемшана, в прошлом занимали широколиственные леса на серых лесных почвах, а по террасам Волги – широколиственно-сосновые леса на дерново-подзолистых почвах. Сейчас широколиственные леса практически полностью сведены, а когда-то занимавшиеся ими площади в основном распаханы. На ряде участков на месте широколиственных лесов растут вторичные березовые леса. Пойменная часть долины Волги затоплена при создании Куйбышевского водохранилища.

К югу от Большого Черемшана ранее располагались лесостепные ландшафты, массивы широколиственных лесов чередовались со злаково-разнотравными степями с характерными для них типичными черноземами, сформировавшимися на лёссовидных суглинках, и выщелоченными черноземами на плиоценовых глинах. В настоящее время междуречные пространства на этой территории в основном распаханы.

Вятско-Камская область (17) включает Вятский Увал с высотами от 200 до 284 м, лежащий на Вятском верхнепалеозойском валу, с глубоким, до 100 м, эрозионным расчленением и Вятско-Камские пластовые денудационные возвышенности с высотами от 200 до 337 м, расположенные к северу от широтного участка долины Камы, на верхнепермских и мезозойских отложениях Волжско-Камской антеклизы.

На междуречьях с поверхности залегает чехол покровных суглинков. В северной части области они перекрывают днепровскую морену, южнее лежат на коренных породах. Речные террасы и долинные зандры сложены песками.

Для области характерны умеренно холодная зима (средняя январская температура с запада на восток понижается от минус 13 до минус 17 °С) и умеренно теплое лето – средние июльские температуры равны (+17...+19) °С. Сумма активных температур составляет 1600–2200 °С. Среднее годовое количество осадков – 500–700 мм. Средняя годовая разность осадков и испаряемости равна (+100...+200) мм.

Северная часть области расположена в подзоне южной тайги, средняя и южная – в зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов. Коренные елово-пихтовые и сосновые леса с примесью широколиственных пород на дерново-подзолистых почвах в южнотаежной части области сохранились фрагментарно, преимущественно по долинам рек. На элювии карбонатных пермских пород сформировались дерново-карбонатные почвы. В южной части области, расположенной в пределах зоны смешанных хвойно-широколиственных лесов, широко развиты серые лесные почвы.

Бугульминско-Белебеевская и Общего Сырта область (16) включает ярусную пластово-моноклиналиную эрозионно-денудационную Бугульминско-Белебеевскую возвышенность с высотами от 200 до 450 м и пластово-денудационную возвышенность Общего Сырта с отметками от 150 до 405 м.

Климат области континентальный, с умеренно холодной зимой и теплым засушливым летом. Средние январские температуры в ее пределах изменяются от минус 14 до минус 16 °С, средние июльские – от +19 до +23 °С, сумма активных температур – от 2200 °С на севере до 3400 °С на юге. Среднегодовое количество осадков составляет от 350 до 500 мм, средняя годовая разность осадков и испаряемости – от минус 100 до минус 400 мм.

Северная часть Бугульминско-Белебеевской области расположена в лесостепной зоне, для которой характерны выщелоченные и типичные черноземы. В пределах лесных массивов и на месте лесов встречаются серые лесные почвы. Междуречные пространства практически полностью распаханы. Порослевые леса из дуба, липы и березы распространены по склонам речных долин и балок. К последним приурочены и участки злаково-разнотравных степей.

Южная часть Бугульминско-Белебеевской возвышенности и Общий Сырт располагаются в степной зоне. На наиболее приподнятых участках междуречий распространены обыкновенные черноземы, на остальной территории – южные черноземы. Существовавшие здесь ранее разнотравно-типчаково-ковыльные и типчаково-ковыльные степи практически полностью распаханы. Степная растительность сохранилась по склонам речных долин и балок.

Крымская область (18) занимает равнинную часть Крымского полуострова и является частью Причерноморской низменности. В тектоническом отношении это участок Скифской плиты, в пределах которой залегают четвертичные, преимущественно континентальные, отложения, подстилаемые морскими неогеновыми, палеогеновыми, меловыми и юрскими отложениями. Поверхность равнинного Крыма преимущественно плоская, редко расчлененная долинами рек, текущих с Крымских гор, а также балками и оврагами. Междуречья с поверхности практически повсеместно перекрыты лёссами. Лишь на Тарханкутском полуострове в пределах антиклинального поднятия на дневную поверхность выходят отложения верхнего мела, представленные песчим мелом и мергелем. Небольшие поднятия в форме брахиантиклинальных складок есть и на Керченском полуострове.

Климат равнинного Крыма имеет черты, характерные для степных районов Русской равнины. Средняя месячная температура в январе составляет от минус 1 до минус 5 °С, в июле – около +22 °С, сумма активных температур – 3000–3400 °С. Годовое количество осадков равно 350–400 мм, испаряемость – около 800 мм.

Область располагается в зоне степей. Естественная растительность, представленная в прошлом типчаково-ковыльными степями, замещена сельскохозяйственными культурами. Почвы, сформировавшиеся под степной растительностью, представлены южными черноземами. В районе Перекопского перешейка и по берегу залива Сиваш распространены темно-каштановые солонцеватые почвы. В многочисленных западинах на плоских междуречьях образовались солоди и луговые черноземы с разной степенью солонцеватости.

Азовско-Кубанская область (19) занимает четвертичную аллювиальную и лёссовую сниженную равнину, лежащую на опущенной южной окраине Русской плиты, Скифской плите и Азово-Кубанском прогибе. На междуречьях с поверхности залегают толща лёссов, подстилаемая песчано-галечными и глинистыми четвертичными отложениями разного генезиса.

Климат умеренно континентальный, с мягкой зимой и жарким летом. Средние январские температуры колеблются от минус 2 до минус 3 °С, средние июльские составляет (+20...+23) °С, сумма активных температур – 3200–3500 °С. Годовое количество осадков равно 400–500 мм, среднегодовая разность осадков и испарения равна (–200...–400) мм.

Почвы – обыкновенные и южные черноземы, сформировавшиеся ранее под разнотравно-типчаково-ковыльными и типчаково-ковыльными степями, в настоящее время полностью распаханы. Исключение составляют поймы рек и склоны долин, где сохранилась лугово-степная злаково-разнотравная растительность.

Ставропольская область (20) занимает пластово-моноклиналную эрозионно-денудационную возвышенность, сложенную толщами палеогеновых и неогеновых отложений в пределах неотектонического поднятия Скифской плиты. Характерно густое и глубокое долинно-балочное расчленение. Много оврагов, появившихся в связи с сельскохозяйственным освоением территории.

На междуречьях с поверхности повсеместно залегают толщи легко размываемых лёссовидных карбонатных суглинков мощностью до 10 м и более, на которых под разнотравно-злаковыми степями на западе возвышенности в условиях повышенного увлажнения (осадков здесь выпадает до 600 мм, а коэффициент увлажнения составляет 0,65) сформировались карбонатные черноземы, а на востоке в условиях более засушливого климата (коэффициент увлажнения здесь 0,4–0,5) под типчаково-ковыльными, типчаково-полынными и пырейно-полынными степями – темно-каштановые и каштановые почвы. В южной, наиболее увлажненной, части возвышенности преобладают лугово-черноземные почвы. Междуречные пространства в пределах возвышенности распаханы полностью. В восточной части по склонам балок сохранились участки типчаково-ковыльных, типчаково-полынных и пырейно-полынных степей.

Прикаспийская область (21) занимает полупустынную и пустынную северо-западную часть Прикаспийской низменности аккумулятивно-морского происхождения, лежащей на Прикаспийской синеклизе, сформированной во время плейстоценовых трансгрессий и переработанной флювиальными и эоловыми процессами в позднем плейстоцене и голоцене. Особенности территории являются ее равнинность, слабая расчлененность, сухой континентальный климат, практическое отсутствие поверхностного стока, широкое распространение суффозионно-просадочных западин, соров, засоленность грунтов.

Климат области континентальный, с прохладной зимой (средняя январская температура изменяется от минус 1 до минус 5 °С), жарким летом (средняя июльская температура – от +22 до +24 °С). Годовое количество осадков колеблется от 250 мм на востоке области до 400 мм на юге. Среднегодовая разность осадков и испаряемости составляет (–400...–700) мм.

Почвы области – светло-каштановые солонцеватые, местами лугово-каштановые и солонцы. Растительный покров полупустынной части низменности разрежен и состоит из типчака, ковыля, белой и черной полыни, прутняка. Весной появляются эфемеры и эфемероиды. В пустынной части, между дельтой Волги и нижним течением реки Кумы, низменность сложена верхнехвалынскими, преимущественно песчаными, толщами. Как следствие, на значительной площади встречаются бугристые пески. Широко распространены «бэровские бугры» относительной высотой 7–10 м, шириной 200–300 м и протяженностью до 8 км, протягивающиеся параллельно друг другу в широтном направлении. Вблизи дельты Волги понижения между бэровскими буграми заняты озерами с солоноватой и соленой водой и солончаками.

На песчаных буграх, в том числе бэровских, распространены песчаные и супесчаные серо-бурые и пустынные почвы с полынно-злаковой растительностью. Дельта Волги занята преимущественно солонцами и светло-каштановыми солонцеватыми суглинистыми почвами со злаково-полынной растительностью. По котловинам выдувания между песчаными буграми при близповерхностном залегании грунтовых вод распространены злаково-разнотравные ассоциации с участием ковыля, пырея, типчака.

Особо охраняемые природные территории

На Русской равнине к настоящему времени создано 28 заповедников – больше, чем в пределах любой другой физико-географической страны. Из них 11 существуют от 95 до 69 лет: Астраханский – с 1919 года, Галичья Гора – с 1925 года, Воронежский и Жигулевский – с 1927 года, Центрально-Лесной – с 1931 года, Окский, Центральночерноземный и Хоперский – с 1935 года, Мордовский – с 1936 года, Приокско-Террасный и Дарвинский – с 1945 года. Еще 17 заповедников на просторах Русской равнины были созданы в период с 1960 (Пинежский) по 1999 (Белогорье) годы. Общая площадь заповедников – 11727 км².

Собственно зональными заповедники на Русской равнине можно назвать лишь с известной оговоркой. Обычно в них наряду с зональными присутствуют природные комплексы, характерные для соседних ландшафтных зон, а также интразональные образования. Ландшафты подзоны северной тайги представлены в Пинежском заповеднике, средней тайги – Нижнесвирском, южной тайги – Дарвинском; подтаежные ландшафты – в Приокско-Террасном и Окском; подзоны широколиственных лесов – в Мордовском. Широколиственные леса охраняются также в заповедниках Лес-на-Ворскле, Воронежском, Хоперском, Мордовском.

Зональный тип степной растительности охраняется на территории заповедников Центральночерноземный, Галичья Гора, Лес-на-Ворскле. Для сохранения девственной природы в дельте Волги был создан Астраханский заповедник.

Как правило, заповедники организовывались там, где еще сохранились участки с неизменными коренными природными комплексами. В ряде случаев заповедники создавались на участках с нарушенными в той или иной мере экосистемами, где благодаря заповедному режиму были созданы условия для восстановления естественных биоценозов.

С 1984 по 1997 годы в пределах Русской равнины создано 18 национальных парков общей площадью 12586 км².

Кроме заповедников и национальных парков в каждом из субъектов РФ, расположившихся на Русской равнине, в конце XX – начале XXI века созданы десятки, а в отдельных областях – сотни ООПТ регионального значения, предназначенных для сохранения уникальных памятников природы, отдельных природных комплексов топологического уровня и типичных ландшафтов. Так, например, на территории Рязанской области по состоянию на начало 2014 года наряду с Окским биосферным заповедником и Мещёрским национальным парком было создано 48 государственных природных заказников регионального значения и 100 памятников природы регионального значения. Общая площадь заповедника, национального парка, заказников и памятников природы Рязанской области с учетом перекрытия некоторых ООПТ между собой составляет 3700 км² (более 9 % площади области).

В 1995 году «Девственные леса Коми» включены во Всемирное природное наследие. В 2003 году в число объектов Всемирного природного наследия включена Куршская коса в Калининградской области.

5.4. ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ РАВНИНА

Западно-Сибирская равнина – одна из наиболее обширных низменных равнин мира. Ее площадь составляет около 3 млн км². С запада она ограничена Уральскими горами, с востока – долиной реки Енисей. На юго-востоке равнина простирается до подножий Саян, Кузнецкого Алатау, Салаирского кряжа, Алтая, а на юге, уже в пределах Казахстана, доходит до Казахского мелкосопочника. В плане равнина имеет трапециевидную форму. В основании трапеции, на широте города Тюмени, ее ширина (протяженность с запада на восток) достигает примерно 1900 км. К северу равнина постепенно суживается, и на широте Северного полярного круга, в верхней части трапеции, ее ширина не превышает 1000 км, а на 72° с. ш. – 420 км. Максимальная протяженность равнины с севера на юг в пределах России достигает 2220 км. На полуострове Ямал равнина простирается до 73,5° с. ш. На юге российская часть равнины доходит до 55–53,5° с. ш. Поверхность равнины слабо наклонена с юга на север к Карскому морю, куда несут свои воды Енисей и Обь, и от периферии к центру. На большей части равнины отметки поверхности не превышают 100 м. Северная часть, в том числе площади, расположенные в пределах полуостровов Ямал, Тазовский и Гыданский, находится в Заполярье.

Рельеф и литогенная основа региональных ландшафтов

В геоморфологическом отношении страна Западная Сибирь – преимущественно низменная аккумулятивная равнина с денудационными участками по периферии, сформированная в пределах эпипалеозойской Западно-Сибирской плиты. Все наиболее крупные неровности поверхности – морфоструктуры – обособились на этапе неотектонической активизации, преимущественно в конце неогена. Современный рельеф южной, ныне наиболее приподнятой, части равнины начал формироваться сразу после регрессии палеогеновых морских бассейнов, северной – в плейстоцене под влиянием морских трансгрессий и оледенений, в том числе синхронных друг другу. В неогеновое время в центральной части равнины преобладала озерно-аллювиальная аккумуляция. В плейстоцене к югу от Сибирских Увалов осадконакопление и образование рельефа происходили в условиях смены эпох обводнения и осушения территории, вследствие чего здесь сформировались обширные аккумулятивные поверхности, отличающиеся исключительной выровненностью. С юга к ним примыкают участки пластовых денудационных равнин, развивавшихся преимущественно в условиях денудации с конца палеогена. На значительной части равнины, расположенной к северу от 61°30' с. ш., грунты, являющиеся литогенной основой ландшафтов, находятся в многолетнемерзлом состоянии.

В современную эпоху ведущими рельефообразующими процессами на всей территории Западно-Сибирской равнины являются флювиальные процессы, по-разному проявляющиеся в разных ландшафтных зонах. На севере, в пределах

тундры и лесотундры, а также северной тайги, они сочетаются с господствующими на междуречьях криогенными процессами, южнее, в средней и южной тайге и подтайге, – с биогенной аккумуляцией в пределах болот, занимающих плоские недrenированные междуречья, по южной периферии, в лесостепной зоне, – с суффозией и эоловыми процессами.

Существенные различия в рельефообразовании и, как следствие, в самом рельефе северной и южной частей равнины предопределили выделение в ее пределах двух геоморфологических провинций – Северной и Южной ¹²⁰.

Северная геоморфологическая провинция включает Сибирские Увалы и расположенную севернее часть равнины. Современный рельеф провинции формировался на фоне неоднократных оледенений и морских трансгрессий. Мезо- и микроформы рельефа, осложняющие поверхности морской, ледниковой и озерно-аллювиальной аккумуляции, созданы криогенными процессами.

Для полуостровов Ямал и Гыданский характерно наличие серии морских террас. На Ямале выделяются террасы высотой 1–3, 5–8, 15–20, 30–40, 70–80, 90–100 м. На Гыдане самая высокая из террас достигает высоты 125 м. Наибольшую площадь занимает самая низкая из террас, имеющая практически плоскую поверхность. Ширина ее на Ямале на отдельных участках достигает 20–25 км. На значительных площадях она при ветровых нагонах заливается водой. Поверхности более высоких террас осложнены криогенными формами рельефа – буграми пучения, термокарстовыми западинами. На участках, сложенных незакрепленными песками, в условиях сильных ветров формируются эоловые формы рельефа – песчаные бугры с разделяющими их котловинами выдувания, дюны. На Ямале переважаемые пески занимают до 10 % всей площади. На наклонных поверхностях (уступах террас, склонах долин) активно развиваются процессы солифлюкции.

К югу от Ямала и Гыдана располагается область морских и ледниково-морских равнин. Междуречные пространства с отметками высот от 100 до 150 м представляют собой поверхность ледниково-морской аккумуляции максимальной среднеплейстоценовой трансгрессии. В условиях сплошной многолетней мерзлоты здесь широко распространены криогенные процессы – пучение грунтов, термокарст, солифлюкция. Ниже, на отметках от 30 до 80 м, располагаются поверхности морской и озерно-аллювиальной аккумуляции позднеплейстоценового возраста с обширными массивам болот и многочисленными озерами. На левобережье Оби, в полосе, примыкающей к Уралу, и по восточной периферии равнины, в пределах Нижнеенисейской возвышенности, в современном рельефе выражены ледниковые образования. Это наиболее дренированные участки равнины. В настоящее время здесь активно развиваются процессы солифлюкции.

Сибирские Увалы образуют субширотный пояс возвышенных ледниковых, водно-ледниковых и ледниково-морских равнин. Центральная часть Увалов, вытянутая вдоль субширотного отрезка долины Оби, наименее приподнята (до 150 м). Преимущественно плоские междуречья, сложенные в основном песками и илами, представляют собой поверхности озерно-аллювиальной и ледниково-

¹²⁰ С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов [и др.]. Геоморфологическое районирование СССР ...

морской (в северной части) аккумуляции. Увалы на данном участке обособились в рельефе в позднем плейстоцене в связи с поднятиями в зоне регионального разлома, пересекающего всю Западно-Сибирскую равнину с запада на восток. Западная Северо-Сосьвинская и Люлимворская часть Сибирских Увалов, расположенная на левобережье Оби, и восточная Верхнетазовская часть значительно более приподняты (до 200–285 м) густо и глубоко расчленены речными долинами. Междуречья на этих участках плосковолнистые, полого-увалистые и холмисто-увалистые, представляющие собой вторичные моренные, моренно-водноледниковые и озерно-аллювиальные равнины. На преобладающих здесь по площади наклонных поверхностях при наличии многолетней мерзлоты активно развиваются процессы солифлюкции.

Южная геоморфологическая провинция расположена к югу от Сибирских Увалов за пределами распространения плейстоценовых морских трансгрессий. Речные долины в плейстоцене не заполнялись здесь ледниково-морскими отложениями, а по южной, относительно приподнятой, периферии равнины процессы денудации преобладали над аккумуляцией на протяжении всего неогена и плейстоцена. Накопление озерно-аллювиальных песчаных и алевритовых отложений приурочено к областям опусканий, в пределах которых сформировались обширные аккумулятивные низменности с отметками поверхности ниже 100 м – Кондинская, Среднеобская, Кулундинская.

С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов в пределах южной геоморфологической провинции выделяют шесть геоморфологических областей: Среднеобскую, Васюганскую, Зауральско-Казахстанскую, Кулундинско-Барабинскую, Приобско-Чулымскую и Кеть-Тымскую¹²¹. Самая обширная из них, Среднеобская, включает в себя Кондинскую, Среднеобскую, Сургутскую и Вахскую низменности с отметками поверхности от 50 до 100 м, а также Аганский Увал высотой около 150 м. В пределах низменностей по площади преобладают плоские междуречья, являющиеся поверхностями озерно-аллювиальной аккумуляции.

Относительно приподнятый Аганский Увал, разделяющий Сургутскую и Вахскую низменности, представляет собой останец более древней среднеплейстоценовой поверхности водно-ледниковой аккумуляции. Основными рельефообразующими процессами на плоских недренированных междуречьях в течение всего голоцена являлась биогенная аккумуляция (накопление торфа), в широких плоскодонных долинах озерно-болотная (на террасах и в поймах) и на поймах озерно-аллювиальная. Участок озерно-аллювиальной равнины на правобережье Иртыша отличается относительно большими высотами (в основном от 80 до 100 м) и, как следствие, более густым и глубоким эрозионным расчленением, широким развитием склоновой денудации. Вместе с тем плоские междуречья и здесь развиваются в автономном режиме, и в их пределах идет накопление торфа.

Васюганская область, представленная одноименной относительно приподнятой равниной, располагается на междуречье Оби и Иртыша. Отметки поверхности междуречий в пределах Васюганской равнины повышаются с запада на

¹²¹ С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов [и др.]. Геоморфологическое районирование СССР ...

восток от 120 до 160 м. Долины дренирующих ее рек – притоков Иртыша (Тары и Демьянки и др.) и Оби (Васюгана, Парабели и др.) – отличаются небольшой глубиной (20–30 м) и значительной (до 10 км и более) шириной. В них выделяются две позднеплейстоценовые надпойменные террасы и обширные поймы. Мощность аллювиальных отложений в контурах долин, врезанных в толщу неогеновых песков и алевритов, достигает 15 м. На плоских речных террасах развиваются процессы озерно-болотной, а в поймах рек озерно-аллювиальной аккумуляции. В пределах практически плоских междуречий мощность среднеплейстоценовых озерно-аллювиальных отложений, местами подстилаемых нижнеплейстоценовыми песками, не превышает 10 м, что свидетельствует о том, что в раннем и позднем плейстоцене эта территория развивалась в условиях слабых поднятий. Плоские, практически недренированные междуречья в настоящее время повсеместно заболочены и перекрыты торфяниками мощностью от 2 до 5–7 м. Согласно имеющимся данным, накопление торфа на Васюганской равнине происходило в течение всего голоцена¹²² и весьма активно осуществляется в настоящее время.

Рельеф Зауральской области формировался в условиях поднятий, амплитуда которых увеличивается по направлению к Уралу. Здесь сформировались наклонные пластово-денудационные равнины – Туринская, Тобольская и Ишимская, расчлененные на глубину от 25 до 50 м. Абсолютные отметки их поверхности понижаются в направлении центра равнины. В пределах наиболее густо расчлененной Туринской равнины на небольших глубинах залегают морские олигоценые отложения. На междуречьях, в лёссовидных суглинках, здесь сформировались многочисленные суффозионные западины. Расположенная юго-восточнее Тобольская равнина отличается чрезвычайно редкой эрозионной сетью, наличием многочисленных озерных западин. Значительные площади междуречий являются районами внутреннего стока (талые снеговые воды в основном стекают в озерные котловины). На междуречьях под маломощным чехлом среднеплейстоценовых отложений, перекрытых покровными суглинками, залегают континентальные неогеновые отложения. Сходные с Тобольской равниной морфологические особенности и строение имеет Ишимская равнина, занимающая междуречье Ишима и Иртыша.

Современный рельеф Кулундинско-Барабинской области формировался в основном в процессе озерно-аллювиальной аккумуляции в раннем и среднем плейстоцене на фоне относительных опусканий. Общая мощность толщи нижне- и среднеплейстоценовых отложений здесь достигает 70 м. В рельефе эта территория представляет собой относительно пониженный участок равнины с отметками поверхности междуречий от 105 до 120 м, с многочисленными западинами и котловинами, часть из которых занята озерами, в том числе такими крупными, как Чаны и Кулундинское. Большая часть этой территории относится к районам внутреннего стока. Для области характерно широкое распространение гривного рельефа (восточная часть Барабинской и Кулундинской низменностей). В пределах Кулундинской низменности на значительных площадях с поверхности залегают пески, местами перевеваемые.

¹²² Архипов С.А., Вдовин В.В. [и др.]. Западно-Сибирская равнина ...

По юго-восточной периферии Западно-Сибирской равнины располагаются глубоко расчлененные Приобское плато с отметками более 200 м и Чулымская (Чулымо-Енисейская) возвышенная равнина с отметками от 160 до 200–300 м и более. В пределах Приобского плато на дневную поверхность выходят породы складчатого фундамента плиты. Характерная особенность рельефа Приобского плато – высокие, до 50 м, песчаные гривы, вытянутые с северо-востока на юго-запад. В разделяющих их межгривных понижениях располагаются цепочки бессточных озер, обычно солоноватых и соленых. Чулымская (Чулымо-Енисейская) возвышенность в своей предгорной, приподнятой до 300–400 м, части глубоко расчленена (глубина долин достигает 100 м и более). Для нее характерны увалистые и холмисто-увалистые междуречья с чехлом покровных лёссовидных суглинков на среднеплейстоценовых озерно-аллювиальных отложениях небольшой мощности. В своей северной части равнина снижается до 150–180 м. Глубина речных долин здесь не превышает 40–60 м, уменьшается густота эрозионной сети, междуречья становятся широкими и плоскими, на значительных площадях заболоченными.

Расположенная севернее Кеть-Тымская равнина, занимающая междуречье Оби и Енисея, представляет собой поверхность среднеплейстоценовой озерно-аллювиальной аккумуляции. Плейстоценовые отложения залегают на палеогеновых осадочных породах, а вблизи Енисея – на породах складчато-кристаллического фундамента. Речная сеть редкая, глубина долин, как правило, не превышает 20–30 м. Междуречья плоские и плосковолнистые, практически не дренированные, что обуславливает широкое развитие процессов заболачивания.

Климат

В соответствии со схемой климатического районирования Б.П. Алисова Западно-Сибирская равнина располагается в трех климатических поясах – арктическом, субарктическом и умеренном¹²³. В пределах арктического пояса, в его атлантической области, находятся северная часть полуострова Ямал и практически весь Гыданский полуостров. Южная часть Ямала, Тазовский полуостров и Енисейско-Тазовское междуречье с северным участком Нижнеенисейской возвышенности располагаются в атлантической области субарктического пояса, южная граница которого проходит примерно по Полярному кругу. Основная часть равнины располагается к югу от Полярного круга и находится в атлантико-арктической и континентальной Западносибирской и Североказахстанской областях умеренного пояса.

В Заполярье особенности радиационного режима определяются не только наличием периодов с полярным днем и полярной ночью, но и свойствами подстилающей поверхности. В полярную ночь основными радиационными процессами являются излучение самой поверхности и встречное излучение атмосферы.

¹²³ Алисов Б.П. Климат СССР ...

В период полярного дня, когда больших значений (до 15 ккал/см² мес.) достигает суммарная солнечная радиация, значительное ее количество из-за снежного покрова отражается в атмосферу. Как следствие, годовые суммы радиационного баланса изменяются от 10 ккал/см² год на севере Ямала до 25 ккал/см² год на широте Полярного круга. В радиационном балансе 15–20 % приходится на турбулентный теплообмен. Основная часть тепла затрачивается на испарение. Фактическое испарение составляет от 120 мм на арктическом побережье до 200–250 мм в Субарктике.

Важное климатообразующее значение для заполярной части Западно-Сибирской равнины имеют особенности атмосферной циркуляции, которая в целом обеспечивает в этой части равнины перенос воздуха с запада и юго-запада на восток. Зимой относительно теплый воздух, поступающий из районов северной Атлантики, проходит над свободной от льда поверхностью воды в западной части Баренцева моря, где не только не охлаждается, но и получает дополнительное тепло. Как следствие, в северные районы равнины воздух приходит с температурой от минус 4 до минус 10 °С, а возможно и повышение его температуры до положительных значений. Адвекция теплого воздуха происходит по южной и юго-восточной перифериям обширных циклонов с центрами над севером Баренцева моря или по северной периферии антициклонов, располагающихся над Русской равниной. После прохождения атлантических циклонов в их тылу происходит адвекция более холодного арктического воздуха. Холодный воздух на север Западно-Сибирской равнины поступает также с севера Восточной Сибири по южной или юго-западной периферии арктических антициклонов. Температура воздуха днем при этом понижается до минус 34 °С и ниже. Частое развитие азиатских антициклонов способствует адвекции умеренно холодного воздуха с юга Западной Сибири с температурами днем от минус 14 до минус 20 °С. Низкий фон температур зимой сочетается со значительными скоростями ветра. Преобладают западные и юго-западные ветры со средними скоростями 6–7 м/с. Высота снежного покрова вблизи Полярного круга составляет от 70 до 80 см.

В теплое время года для заполярной части Западно-Сибирской равнины также характерна активная циклоническая деятельность, что обуславливает частую смену воздушных масс, сильные ветры, преобладание пасмурной погоды, резкие изменения температуры воздуха.

Нарастание тепла весной идет очень медленно, несмотря на значительный приход солнечной радиации, – в апреле 10–11 ккал/см² мес. Холодные воздушные массы задерживают сход снега, из-за чего велика отражательная способность поверхности. Радиационный баланс только в апреле становится положительным. Большая часть тепла весной идет на таяние снега и на испарение влаги с обводненных участков. В июне–июле за счет увеличения высоты солнца и продолжительности дня (в том числе благодаря наличию периода полярного дня) на верхнюю границу атмосферы поступает 14–15 ккал/см² мес. Однако большая повторяемость пасмурного состояния неба (80–90 % всего времени) примерно на 30 % снижает возможные суммы радиации, поступающей на землю. Альbedo ландшафтов тундры

и лесотундры летом составляет 18–20 %, что обуславливает значительную величину поглощенной солнечной радиации. Турбулентный поток не превышает при этом 30 %, так как большая часть радиационного баланса расходуется на испарение. От побережья в глубь материка идет быстрое нарастание температур (в пределах Ямала от +4 °С на севере до +13 °С на Полярном круге).

На температурный режим воздуха летом, как и в холодное время года, большое влияние оказывает адвекция воздушных масс. В теплых секторах циклонов, по западной и северной периферии антициклонов в Заполярье выносятся теплый континентальный воздух, который обуславливает здесь очень теплую погоду с температурой днем выше +20 °С. Однако значительно чаще в тыловых частях циклонов и на восточной периферии антициклонов происходит адвекция холодного воздуха с севера, в том числе с покрытых льдом участков Карского моря, что приводит к понижению дневных температур до (+4...+10) °С. Повторяемость ветров северных румбов доходит до 60 %. За лето в западно-сибирском Заполярье выпадает 120–150 мм осадков, что составляет около 35 % годовых. В августе–сентябре осадков больше, чем в июне и июле. Испаряется летом до 100 мм (годовая разница осадков и испарения составляет 200 мм). В этих условиях здесь создаются условия избыточного увлажнения. От августа к сентябрю быстро уменьшается приход солнечной радиации. В начале октября радиационный баланс повсеместно переходит через 0 в сторону отрицательных значений. Осадки начинают выпадать преимущественно в виде снега. Во второй половине октября формируется устойчивый снежный покров.

В пределах умеренного климатического пояса суммарная солнечная радиация изменяется от 75 ккал/см² год на широте Полярного круга до 110–115 ккал/см² год на границе с Казахстаном. В июне – июле на большей части территории месячные суммы радиации составляют 14–15 ккал/см². Доля прямой радиации при этом на севере составляет 30 % от суммарной, на юге – 50 % и более. Повторяемость пасмурного состояния неба вблизи Полярного круга достигает 65 %, на границе с Казахстаном – 35 %. Годовые суммы радиационного баланса на севере составляют около 20 ккал/см², на юге – около 35 ккал/см². К северу от 56° с. ш. радиационный баланс имеет отрицательные значения с октября по март, к югу – с ноября по февраль. В мае среднее значение альбедо поверхности лесотундры равно 30–35 %, лесоболотной зоны – около 25 %, лесостепной зоны – 15 %, степной – около 20 %.

За весенние месяцы степные ландшафты Западно-Сибирской равнины получают на 10 ккал/см² тепла больше, чем тундровые, и примерно на 6 ккал/см² больше, чем лесоболотные. Максимальные значения испарения – 110 мм в месяц – отмечаются в июне–июле на междуречье Оби и Иртыша. На широте Полярного круга и на границе с Казахстаном в июне испаряется около 90 мм. В июле на широте Полярного круга испарение практически такое же, а на границе с Казахстаном почти в два раза меньше: здесь в связи с отсутствием дождей и уменьшением запасов влаги в почве испаряться нечему. Таким образом, в степной и лесостепной зонах максимальные затраты тепла на испарение приходятся на июнь. В целом в лесостепной и степной зонах на испарение затрачивается 70–75 %

радиационного баланса (24–26 ккал/см²). В поясе лесов затраты тепла на испарение такие же, что составляет уже 85–90 % годового радиационного баланса. Испаряемость к северу от субширотного отрезка долины Оби составляет около половины годовой суммы осадков, на междуречье Оби и Иртыша (в зоне тайги) – 0,6–0,7. Нулевая разница осадков и испаряемости примерно совпадает с северной границей лесостепной зоны.

Складывающееся соотношение тепла и влаги в пределах умеренного пояса Западно-Сибирской равнины обеспечивает к северу от 56° с. ш. климат влажный, с умеренно теплым летом и умеренно суровой снежной зимой, к югу – недостаточно влажный, с более теплым летом и умеренно суровой малоснежной зимой.

Температурный режим и увлажнение территории в значительной мере зависят от особенностей циркуляции воздушных масс и свойств подстилающей поверхности. В холодное время года более активно циклоническая деятельность проявляется к северу от 56° с. ш. Сюда выходят циклоны арктического, реже полярного, фронтов, с которыми связана адвекция относительно теплого воздуха. Расположенная южнее часть Западно-Сибирской равнины находится в основном под влиянием Азиатского антициклона. В начале холодного периода (октябрь–ноябрь) резкие понижения температуры обусловлены в основном адвекцией холодного воздуха; в декабре–марте (особенно в южной части равнины) – радиационным выхолаживанием, которое совместно с адвекцией холодного воздуха из Средней Сибири обуславливает наибольшее понижение температур, достигающее в центре равнины минус 55 °С, на юге минус 45 °С. В зимнее время для Западно-Сибирской равнины обычны температурные инверсии воздуха. Средняя их мощность в январе–феврале составляет около 1 км, а интенсивность в нижних слоях тропосферы (интервал 0–500 м) достигает 6–8 °С. На севере инверсии имеют адвективно-радиационное происхождение, в южной части равнины – радиационное.

От условий атмосферной циркуляции зависит и высота снежного покрова. От границы с Казахстаном до 56° с. ш. она растет от 20 до 30 см. К северу и северо-востоку от 56-й параллели мощность снежного покрова постепенно увеличивается – на юге таежной зоны до 30–50 см, в средней тайге до 50–60 см, в северной тайге до 80–90 см. В результате сильных ветров, обычных для юга Западно-Сибирской равнины, снежный покров здесь отличается большой плотностью, до 0,25–0,3 г/см³, а его распределение неравномерно по элементам рельефа. Зимой преобладают западные, юго-западные и южные ветры, обычно сопровождающиеся метелями. Максимальные их скорости (от 5 до 13 м/с) наблюдаются в южных районах равнины, что обусловлено большими барическими градиентами и отсутствием лесной растительности. Наибольшую повторяемость при метелях имеют среднесуточные температуры от 0 до минус 13 °С.

Переход средней суточной температуры воздуха через 0 °С весной совпадает с датами схода снежного покрова. С полной его ликвидацией начинается быстрое нарастание температуры воздуха. В лесостепной зоне уже в апреле средняя месячная температура воздуха становится положительной, однако на этом фоне возможны возвраты холодов и понижение температуры до (–25...–30)°С.

В лесном поясе за апрель–май выпадает 60–70 мм осадков, в лесостепи и степи – 30–50 мм. Этого мало для достаточного увлажнения почвы при интенсивном росте радиационного баланса от 2–4 ккал/см² в апреле до 7–8 ккал/см² в мае в условиях малооблачной погоды, повышения температуры воздуха и увеличения скорости ветра. Испарение в мае от Полярного круга до 60° с. ш. увеличивается от 30 до 70 мм, южнее составляет 80–90 мм. В дневные часы в мае наблюдается самая низкая относительная влажность воздуха: 50–60 % в лесном поясе, 40–45 % в лесостепной и степной зонах.

Летом над всей территорией Западно-Сибирской равнины проявляется циклоническая деятельность, наиболее интенсивная в полосе между 54 и 60° с. ш., что обуславливает выпадение здесь большего (до 350–400 мм) количества осадков, чем в расположенных севернее и южнее районах.

В теплое время года уменьшается барический градиент, что приводит к уменьшению средних скоростей ветра. Над равниной располагается северо-западная периферия обширной Азиатской депрессии, что обуславливает преобладание северного ветра. Самый теплый месяц на всей территории – июль. Севернее широты 60° август теплее июня. Это связано с тем, что во вторую половину лета температура воздуха над Карским морем на 2–4 °С выше, чем в первую, и его адвекции не приводят к такому понижению температуры воздуха, как в июне. При адвекции воздушных масс из центральной части Арктики температура воздуха днем к северу от Сибирских Увалов понижается до 6–12 °С, в районе Сургута она на 2–3 °С выше. С вторжением арктического воздуха связаны заморозки, которые в воздухе возможны в течение всего лета. К повышению температуры до 23–28 °С на всей территории равнины приводят адвекции теплого воздуха из Средней Сибири. Еще более теплый воздух поступает из Казахстана и Средней Азии, что приводит к повышению температуры до 30–35 °С даже в зоне тайги.

За летние месяцы в северной тайге выпадает около 150 мм осадков (35–40 % годового количества), в средней и южной тайге – около 200 мм (40 % годовой нормы), в лесостепи – 150–170 мм (45–50 % годового количества). Наибольшее испарение летом, около 300 мм, наблюдается в зоне тайги на междуречье Оби и Иртыша, севернее испарение меньше – около 240 мм. Таежная зона характеризуется избыточным увлажнением и является самой переувлажненной в России. Осадки на 100–200 мм превышают испаряемость. Наибольшее количество радиационного тепла (25–28 ккал/см² год) затрачивается на испарение и только 2–3 ккал/см² год расходуется на турбулентный теплообмен. Здесь отмечаются большое скопление поверхностных вод, значительные заболоченность и обводнение.

На юге Западной Сибири в лесостепной и степной зонах периодически возникают атмосферные засухи, которые в сочетании с длительным отсутствием дождей приводят к почвенным засухам.

Многолетняя мерзлота

Многолетнемерзлые породы распространены к северу от субширотного отрезка долины Оби на территории с отрицательными среднегодовыми температурами воздуха. В.В. Баулин, Е.Б. Белопухова, Г.И. Дубиков и Л.М. Шмелев

выделяют три мерзлотные зоны: северную (почти сплошного распространения многолетнемерзлых пород), центральную и южную¹²⁴. Южная граница северной зоны проходит примерно по Полярному кругу и в целом совпадает с северной границей тайги. В этой зоне мерзлые породы имеют сплошное распространение и по площади, и по глубине (до 300–500 м). В пределах северной зоны выделяют две подзоны – полигенетически и эпигенетически промерзших отложений. Границу между ними проводят примерно по 68-й параллели. В первой подзоне широко распространены сингенетически промерзшие отложения (верхняя пачка осадков мощностью 5–15 м) и мощные повторно-жильные образования, сформировавшиеся одновременно с накоплением осадков. Во второй подзоне сингенетическим способом могут промерзнуть пойменные отложения и торфяники. Для грунтов характерна большая суммарная льдистость – от 50 до 60–70 %. Междуречья, морские террасы, надпойменные террасы и поймы отличаются широким развитием термокарстовых процессов и, как следствие, значительной заозеренностью (на отдельных участках до 15–20 %).

Южная граница центральной зоны совпадает с границей распространения многолетнемерзлых пород с поверхности (Верхнетазовская возвышенность – Аганский Увал – Белогорский Материк – долины рек Северная Сосьва – Ляпин – Манья). В этой зоне мерзлые толщи имеют двухслойное строение. Верхний слой, мощностью от 30 до 80 м, подстилается тальми породами, которые с глубины 100–150 м и до глубины 300–500 м залегают на мерзлых породах, представляющих собой реликтовую мерзлоту. На отдельных участках мерзлота сплошная. В этой зоне выделяют подзоны мерзлых минеральных грунтов и торфяников и мерзлых торфяников¹²⁵. Граница между ними проводится между 64-й и 65-й параллелями. Промерзание грунтов в обеих подзонах происходило эпигенетическим путем. В первой подзоне мерзлые толщи верхнего слоя разобщены сквозными таликами, количество и размеры которых увеличиваются к югу, во второй встречаются лишь острова мерзлых пород.

В южной зоне существует только реликтовая мерзлота. Мерзлые толщи залегают на глубинах от 100–200 до 300–400 м. Южная граница реликтовых мерзлых толщ доходит до 60°30' с. ш. (широтный отрезок долины Большого Югана).

Вытаивание крупных залежей пластового льда и их скоплений приводит к образованию огромных по размерам озер. Их глубина может достигать 20–50 м, а поперечник – 10–20 км. Такое происхождение, по-видимому, имеют и крупные озера Ямала, Тазовского и Гыданского полуостровов. Термокарстовые озера в зависимости от распространения сильнольдистых пород и направления ветров постепенно мигрируют, перерабатывая, таким образом, значительные по площади участки надпойменных террас и плоских междуречий. Высохшие термокарстовые плоскостонные котловины – хасыреи – достигают в поперечнике нескольких километров. Весьма вероятно, что термокарстовыми по происхождению являются многочисленные котловины и блюдцеобразные понижения в южной части Западно-Сибирской равнины.

¹²⁴ Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.М. Геокриологические условия ...

¹²⁵ Там же.

Поверхностные воды

Западно-Сибирская равнина – не только одна из крупнейших на планете равнин по занимаемой площади, но и одна из наиболее обводненных. В Баренцево море с Западно-Сибирской равнины в год стекает около 1200 км³ воды. В пределах равнины находится основная часть бассейна третьей по водности реки России – Оби (длина 3650 км, площадь бассейна 2990 тыс. км², среднегодовой расход воды у Салехарда 12300 м³/с, среднегодовой сток около 390 км³). По ее восточной периферии течет самая многоводная река страны – Енисей (длина 3487 км, площадь бассейна 2580 тыс. км², среднегодовой расход воды в устье 19800 м³/с, среднегодовой сток 624 км³). Здесь сосредоточено около миллиона озер, а также располагается самый обширный в мире центр болотообразования.

Основные источники питания рек Западной Сибири – талые снеговые воды и летне-осенние дожди. Доля снегового питания колеблется от 50 до 60 %, дождевого на разных участках – от 25 до 38 %, грунтового – от 16 до 27 %. На зимние месяцы приходится не более 10 % стока. Минерализация воды практически на всех реках региона не превышает 200 мг/л, а у северных рек Надыма, Пура и Таза в половодье снижается до 30 мг/л и лишь в межень достигает 200 мг/л. На реках юга равнины – Иртыше, Ишиме, Тоболе – в половодье минерализация составляет от 100 до 200 мг/л, в межень – от 300 до 350 мг/л.

Ледостав на реках юга равнины продолжается до 150 суток, на севере – до 220 суток. Половодье на реках южной части приходится на начало апреля, центральной части – на вторую половину апреля, северной части – на май – начало июня. Реки в северной части равнины, в том числе Таз, Пур, Надым, наиболее многоводны в июне. Подъем воды в половодье на Оби составляет от 5 до 10 м (ниже впадения Иртыша), на Иртыше (у Омска) – до 7 м, в низовьях Таза – не более 2 м. В низовьях рек Таза и Пура (на протяжении 200 километров от их устья при впадении в Тазовскую губу), а также в низовьях Надыма (на 50-километровом участке), впадающего в Обскую губу, отмечаются стонно-нагонные колебания уровня воды с амплитудой до 2 м. На большей части равнины в условиях избыточного увлажнения реки полноводны в течение всего лета. На реках, стекающих со Среднего и Южного Урала (Реж, Пышма, Миасс, Увелька), при летнем дефиците влаги отмечается летняя межень. Для большинства рек Западной Сибири, в том числе для Оби, Иртыша, Таза, Пура, Надыма и их притоков, характерны незначительное (до 3 см на 1 км) падение, малая (менее 0,5 м/с) скорость течения, активное меандрирование. Коэффициент извилистости русла на многих реках достигает 1,5–2,5, а у реки Васюган доходит до 3,2. У большинства рек очень широкие долины, при этом основную их часть занимают поймы. У Оби ниже города Новосибирска ширина долины составляет до 20 км, ниже устья реки Томи – до 20–30 км, ниже устья Иртыша – до 50 км. Вода в половодье ниже впадения Иртыша разливается на 40–50 км.

Западно-Сибирская равнина дренируется сотнями тысяч рек, общая длина которых составляет около 250 тыс. км. В ее пределах протекают две из пяти самых больших и многоводных рек России – Енисей и Обь. Вместе с тем густота речной сети здесь значительно меньше, чем на Русской равнине, – в среднем

всего 0,083 км/км². В верховьях рек Туры и Режа, стекающих с Урала, густота речной сети достигает 0,35 км/км². На юге равнины этот показатель не превышает 0,03 км/км². Реки Иртыш и Ишим от границы с Казахстаном до городов соответственно Омска и Ишима текут по равнине транзитом и не имеют притоков. Как следствие, на правобережье Иртыша, на междуречьях Иртыша и Ишима, Ишима и Тобола располагаются значительные по площади (десятки тысяч квадратных километров) бессточные области. Талые снеговые воды в их пределах скапливаются в многочисленных западинах и котловинах разного генезиса, обеспечивая тем самым нетипичную для лесостепных и степных ландшафтов высокую заозеренность территории.

Редкая речная сеть (густота менее 0,02 км/км²) характерна также для междуречий Оби и Иртыша, бассейнов рек Надыма, Пура и Таза, что приводит к формированию и на этих территориях обширных бессточных участков. В результате в условиях избыточного увлажнения происходит активное заболачивание огромных площадей на расположенной к северу от 56-й параллели части Западно-Сибирской равнины.

Процессы заболачивания развиваются здесь так активно, что болота и заболоченные земли заняли уже около 800 тыс. км². М.И. Нейштадт определил это явление как мировой феномен¹²⁶.

Исследования гидрологов, болотоведов, почвоведов, геоморфологов, гидрогеологов показали, что процесс болотообразования на Западно-Сибирской равнине происходил практически непрерывно в течение всего голоцена за счет саморазвития переувлажненных торфяников при наличии ряда благоприятных для их роста условий – избыточного увлажнения и слабой дренированности поверхности. Нарастание торфяных залежей вызывает подъем грунтовых вод на болотах, а затем и на прилегающих к ним залесенных участках поверхности. Возникающий при этом избыток застойных вод при недостаточной теплообеспеченности приводит к переувлажнению грунтов и способствует прогрессирующему развитию существующих и появлению новых болот. На определенной стадии развития торфяника, когда отметки его поверхности становятся выше сопредельных участков, влияние торфяника выражается в обводнении его краевой зоны (зоны обводнения) – авангарда наступления болота на еще не заболоченные участки поверхности. При этом ширина зоны влияния торфяников может быть больше самих болот.

Пройдя сложный путь развития в течение голоцена, болотные фитоценозы расширяли свои границы, сливались воедино, что привело к образованию огромных торфяных болот, таких, как Лайменское, занимающее 502 км², Салымо-Юганское (к югу от Нефтеюганска) – 739 км², а также крупнейшее на планете Большое Васюганское, захватившее значительную часть Обь-Иртышского междуречья. Площадь этого болота – около 53 тыс. км² и за год увеличивается в среднем на 1,8 км². На всей территории Западно-Сибирской равнины площадь болот ежегодно растет в среднем на 92 км²¹²⁷.

¹²⁶ Нейштадт М.И. Палеогеография природных зон ...

¹²⁷ Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М. : Наука, 1977. 228 с.

В периоды особенно сильной увлажненности территории, когда создаются условия для длительного переувлажнения почвогрунтов, заболачивание возникает сразу на больших площадях, приводя к скачкообразному увеличению общей площади заболоченности и к резкой смене растительности. Впоследствии эти участки полностью или частично превращаются в болота.

Болота активно наступают на окружающие леса и луга, вызывая их подтопление, заболачивание, а затем и гибель. Если условия рельефа благоприятствуют (плоские поверхности), то болота расползаются во все стороны. При этом в зависимости от особенностей рельефа подстилающей поверхности они могут иметь самые разные в плане, в том числе округлые (на плоских поверхностях), вытянутые (при наличии линейных понижений) и т.д., формы.

Общий результат развития болот на Западно-Сибирской равнине в голоцене:

– в разных частях таежной зоны заболочено от 41,4 до 55,6 % территории¹²⁸, что в целом составляет около 707 тыс. км²;

– с учетом заболоченных земель и болот в зоне тундры (68200 км²) и в лесостепной зоне (14000 км²) общая площадь заболоченных земель на Западно-Сибирской равнине составляет 789 тыс. км²;

– на торфяные болота приходится примерно 400 тыс. км² (для сравнения: на Русской равнине Волховский торфяной бассейн занимает площадь 32 тыс. км², Мещёрский – 16 тыс. км²).

Активность процесса заболачивания определяется огромными запасами воды, сосредоточенной в болотах, – около 1000 км³¹²⁹. Бóльшая часть этих запасов приходится на бассейн Оби.

На Западно-Сибирской равнине располагается около одного миллиона озер. Их общая площадь составляет около 100 тыс. км². Абсолютно преобладают озера площадью менее 1 км². В северной части равнины в области распространения многолетнемерзлых пород, доминируют озера термокарстового происхождения, в центральной части – старичные. На юге равнины в зоне с недостаточным увлажнением озера занимают суффузионные, дефляционные или тектонические котловины. В тектонической котловине, в частности, располагается самое обширное озеро на Западно-Сибирской равнине – Чаны. Его площадь в разные годы в зависимости от притока воды весной составляет от 1400 до 2000 км², средняя глубина – около 2 м, максимальная глубина – до 7 м.

Особенности ландшафтной структуры

На Западно-Сибирской равнине природная зональность выражена столь же четко, как и на Русской равнине. Из-за предельной выровненности поверхности границы зон субширотные, ровные. В отличие от Русской равнины, здесь нет зоны широколиственных лесов, подтайга непосредственно граничит с лесостепью.

¹²⁸ Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири ...

¹²⁹ Там же.

Участки таежной, подтаежной, лесостепной и степной зон Западной Сибири имеют по сравнению с восточноевропейскими определенные особенности, отражающие секторные различия гидротермических условий и специфику проявления современных природных процессов.

Зона тундры расположена в заполярной части Западно-Сибирской равнины, расчлененной многочисленными губами (Байдарацкой, Обской, Тазовской, Гыданской) на отдельные полуострова – Ямал, Тазовский, Гыданский и ряд относительно более мелких полуостровов в пределах Гыданского полуострова. На юге полуострова Ямал тундра доходит до 67-й параллели, в устье Надыма смещается еще южнее, до 66° с. ш., а затем, по мере продвижения к востоку, отодвигается к северу, огибая с северо-запада Нижнеенисейскую возвышенность. К Енисею она выходит примерно на широте города Дудинки (69,5° с. ш.). Ширина зоны тундры в Западной Сибири на Ямале, на 70° в. д., равно 650 км, на Гыданском полуострове (80° в. д.) – на 100 км меньше. Площадь западносибирской части зоны тундры составляет около 280 тыс. км².

Западносибирская тундра формировалась на разных по морфологии и генезису участках поверхности: на плоских и плосковолнистых низменных террацированных равнинах, сложенных илами и песками (на полуострове Ямал к северу от 68-й параллели, в северо-восточной части Тазовского и юго-западной части Гыданского полуостровов); на низменных и возвышенных холмисто-горнодо-котловинных ледниковых и ледниково-морских равнинах (южная часть полуострова Ямал, средняя и юго-восточная части Гыданского полуострова, юго-западная часть Тазовского полуострова), сложенных мореной, а также песками и илами с включением крупнообломочного материала; на плоских низменных илистых и песчаных аллювиальных равнинах (на юге полуострова Ямал в устье Оби и на левобережье Енисея вблизи его устья). В образовании микро- и мезоформ рельефа (бугров пучения, натечных террас, котловин) ведущая роль принадлежит мерзлотным процессам – пучению грунтов, солифлюкции, термокарсту. На не закрепленных растительностью песчаных морских равнинах активно проявляются эоловые процессы, формирующие дюны, бугры и котловины выдувания.

Климат тундры Западной Сибири континентальнее, чем на Русской равнине. Значительно холоднее зима: средняя январская температура здесь колеблется от минус 20 до минус 30 °С. При этом дуют сильные ветры, вызывающие метели и обуславливающие неравномерное распределение снежного покрова и развевание песков. Безморозный период длится от 40 дней на севере до 75 на юге. Из-за активной циклонической деятельности выпадает значительное количество осадков – 300–400 мм, что при крайне низкой испаряемости и наличии сплошной многолетней мерзлоты обуславливает большой, 200–300 мм, сток, а на слабодренированных участках – заболачивание.

На Западно-Сибирской равнине хорошо выражены все три подзоны тундры: арктическая, типичная и южная.

В подзоне арктической тундры большие площади заняты пятнистыми тундрами и полигональными гипновыми болотами. Мозаичный растительный

покров состоит из лишайников, мхов, низкорослых трав и кустарничков. Вдоль трещин, разделяющих полигоны, поселяются гидрофитные травы и мхи, по валикам полигонов – кустарнички, пушица, мхи. На вогнутых поверхностях полигонов развивается болотная растительность из осок, пушиц, мхов. Вдоль берегов протягиваются песчаные отмели и косы – «кошки», отделяющие от моря лагуны с засоленными приморскими осоково-злаковыми лугами.

В подзоне типичной тундры значительные площади заняты ивняками с участием, главным образом, сизой и мохнатой ив. Большую часть поверхности занимают моховые и лишайниковые тундры с морошкой, низкорослыми ивами и карликовой березкой, сменяющие друг друга в зависимости от субстрата. Обширные площади, как и в северной подзоне, заняты пятнистой тундрой и полигональными гипновыми болотами.

В южной подзоне появляются ивняково-ерниковые заросли, соседствующие с осоково-сфагновыми и полигональными болотами с буграми мерзлотного происхождения. Крупнобугристые болота отличаются мощными, до 6 м, реликтовыми залежами торфа, сформировавшимися в иных климатических условиях.

Животный мир западносибирской тундры сходен с тундрой Русской равнины. Из млекопитающих здесь постоянно обитают северный олень, лемминги, песец, волк, из птиц – тундряная и белая куропатки, белая сова. Летом на реках, озерах и болотах появляются перелетные водоплавающие птицы: утки, гуси, малые лебеди, кулики, гагары. Зоомасса птиц на водоемах достигает 200 кг/га. Периодически отмечается резкое увеличение численности леммингов. Эти животные активны и зимой, выедают пушицу, осоки, злаки. Их ходы приводят к образованию мелкобугристого рельефа и мозаичности растительного покрова.

Из-за суровых климатических условий плотность населения в тундре очень маленькая. Аборигены занимаются оленеводством, рыболовством и пушным промыслом. Даже северная подзона тундры на Ямале считается хорошим пастбищем: здесь летом почти нет гнуса, от которого олени страдают на юге зоны. В последние десятилетия в западносибирскую тундру вторглись газовики. Разведка и обустройство месторождений газа, строительство газопроводов сопряжены с нарушением естественного гидротермического режима почвогрунтов, растительного покрова, условий существования животных. Все это требует разработки региональных схем природопользования, включающих комплекс природоохранных мероприятий и постоянный мониторинг технических систем и природных комплексов.

Зона лесотундры протягивается сплошной полосой от Полярного Урала на западе до Енисея на востоке. От Урала до Пура она лежит в основном к югу от Полярного круга, восточнее – к северу от него. Ширина зоны составляет от 70 км на междуречье Надыма и Пура до 300 км в пределах Нижнеенисейской возвышенности. Общая площадь западносибирского участка зоны – около 120 тыс. км².

Лесотундра на разных ее участках располагается в пределах низменных морских аккумулятивных равнин (побережье Обской губы), низменных аллювиальных равнин (низовья Оби, Пура, Таза), низменных плоских и возвышенных волнистых и холмистых ледниково-морских равнин. По площади преобладают слабодренированные плоские и холмисто-грядовые, несколько более дрениро-

ванные, особенно на повышениях, междуречные массивы абсолютной высотой 100–150 м, представляющие собой фрагменты поверхности, созданной максимальной среднеплейстоценовой трансгрессией и переработанной позднее эрозивно-денудационными процессами. Располагающиеся между ними обширные понижения с отметками поверхности менее 80 м слабо дренированы, заозерены, заболочены, по ним текут реки. Повсеместно активны криогенные процессы – пучение, термокарст, на наклонных поверхностях – солифлюкция.

Западносибирская лесотундра характеризуется типично континентальным климатом с суровой снежной зимой (средние температуры января от минус 20 до минус 30 °С, средняя мощность снежного покрова к концу зимы составляет 70–80 см), сплошной многолетней мерзлотой, протаивающей на глубину от 0,5 до 1,5 м, господством оглеенных по всему профилю почв.

Редколесья и редины представлены сибирской лиственницей, на юге зоны появляются сибирская ель и береза. Характерны лишайниковые, ерниково-зеленомошные и заболоченные типы редколесий. Огромные площади занимают плоскобугристые болота с карликовой березкой, кустарничками, мхами и лишайниками на буграх, осоками, пушицей и сфагнами в мочажинах. Поймы рек Оби, Таза, Пурга и Надыма заняты ивняками, ольховниками, ерниками и разнотравными лугами, на недренированных надпойменных террасах сформировались плоскобугристые болота. В пределах возвышенных холмистых ледниково-морских равнин по склонам холмов растут лиственничные и елово-лиственничные редколесья, на их вершинах – ерниковые и мохово-лишайниковые группировки. Понижения между холмами заняты кочковатыми и плоскобугристыми болотами.

Лесотундра – зона северного оленеводства. Ее редколесья используются в качестве пастбищ для северного оленя круглый год. В больших количествах добываются песок, водоплавающая дичь. В условиях хозяйственного освоения лесотундры особого внимания заслуживает сохранение древесной растительности на ее северном пределе, где она с трудом восстанавливается после вырубki, пожаров, перевыпаса скота.

Зона тайги вытянута в широтном направлении от Урала до Енисея. Северная ее граница проходит к югу от Полярного круга, южная – примерно по 57-й параллели. Лишь на междуречье Иртыша и Оби, к востоку от города Барабинска, она смещается на 1° южнее. Ширина западносибирской части зоны тайги составляет 950–1100 км, площадь – 1,3 млн км².

С поверхности в пределах зоны залегают рыхлые четвертичные отложения разного генезиса – ледниковые вблизи Урала, ледниково-морские на Сибирских Увалах и на расположенной севернее части равнины, аллювиальные и озерно-аллювиальные к югу от Сибирских Увалов. Поверхность равнины на большей части зоны предельно выровнена. К северу от Сибирских Увалов междуречья преимущественно плоские, высотой до 50–80 м, на ряде участков холмисто-грядовые, с высотами до 200 м (Верхнетазовская возвышенность). Сибирские Увалы представляют собой сочетание холмисто-увалистых, холмисто-грядовых и увалистых ледниковых, водно-ледниковых и ледниково-морских возвышенностей с отметками от 120–140 м в центральной части до 200 м на западе (Северо-

Сосьвинская возвышенность) и 286 м на востоке (Верхнетазовская возвышенность). К югу от Сибирских Увалов, за пределами области распространения четвертичных морских трансгрессий, располагаются плоские низменные (Кондинская, Среднеобская) и возвышенные (Приобско-Чулымская, Кеть-Тымская, Васюганская) озерно-аллювиальные и аллювиальные равнины.

В западной части таежной зоны континентальность климата нарастает. Здесь при примерно одинаковом с Русской равниной поступлении солнечной радиации и осадков меньше длительность теплого сезона, больше длительность холодного, ниже температуры зимних месяцев (средняя температура января $(-20 \dots -30)^\circ\text{C}$). Западносибирская тайга находится в полосе активной циклонической деятельности. Среднегодовое количество осадков здесь составляет 500–600 мм. Высота снежного покрова колеблется от 50–60 см на западе до 80–100 см на востоке. Испаряемость меняется от 300 до 500 мм, коэффициент увлажнения на севере зоны превышает 1,5, в средней ее части равен 1,3–1,5, в южной – 1,14–1,3. В условиях избыточного увлажнения, слабого дренажа даже вблизи долин и наличия обширных бессточных участков междуречий, в пределах которых грунтовые воды залегают практически с поверхности, широкое развитие получили процессы заболачивания. По данным М.И. Нейштадта, в разных частях западносибирской тайги заболочено от 41,4 до 55,6 % всей площади¹³⁰. Неслучайно западносибирскую часть таежной зоны называют лесоболотной. В настоящее время болота трансгрессируют, занимая все большие площади на междуречьях и в долинах.

В Западной Сибири, как и на Русской равнине, хорошо выражены все три подзоны тайги. Наиболее широкой, до 450 км, полосой протянулась северная тайга. В ее пределах существует многолетняя мерзлота, с которой связаны термокарст, пучение грунтов, процессы солифлюкции на склонах. В северной части подзоны на междуречьях господствуют плоскобугристые болота с ерником, кустарничками, мхами и лишайниками на буграх, осокой, пушицей, гипновыми и сфагновыми мхами в мочажинах. Лесов на междуречьях мало. Они характерны для относительно более дренированных придолинных участков. Здесь произрастают редкостойные лиственничные и лиственнично-еловые леса. В южной части подзоны на песках лиственница сменяется сосной, на дренированных приречных участках междуречий растут лиственнично-елово-кедровые леса, на недренированных участках междуречий господствуют олиготрофные грядово-мочажинные и грядово-мочажинно-озерковые болота.

Междуречья на большей части типичной (средней) тайги также заняты грядово-мочажинно-озерковыми болотами, но здесь они более облесены. На лучше дренированных придолинных участках междуречий на поверхностно-глеевых почвах растут елово-кедровые леса (на юге с пихтой) с багульником, голубикой, черникой, брусникой, с покровом из зеленых и сфагновых мхов на заболоченных участках. На песчаных подзолистых почвах преобладают сосняки, на гарях – вторичные березняки и осинники.

Для дренированных участков южной тайги характерны зеленомошные кедрово-елово-пихтовые леса (урманы) с травяным ярусом из кислицы, седмичника,

¹³⁰ Нейштадт М.И. Палеогеография природных зон ...

осочки и др. Местами в южной тайге во втором ярусе встречается липа. Большие площади занимают вторичные березово-осиновые леса. Растут они на дерново-подзолистых почвах. Недренированные участки междуречий заняты выпуклыми верховыми болотами. В южной подзоне тайги расположена и величайшая болотная система – Васюганская. Ее плоская безлесная центральная часть со множеством озер на 10 м возвышается над периферией.

Подтаежная зона сплошной полосой в 70–150 км протягивается от Урала до Енисея. На западе равнины, от Урала до Иртыша, и на востоке, от Оби до Енисея, она располагается между 56–57,5° с. ш. В средней ее части, между Иртышом и Обью, она немного (на 0,5°) смещается к югу.

В рельефе при продвижении с запада на восток чередуются низменные, с отметками менее 100 м, и относительно приподнятые, до 150–200 м, озерно-аллювиальные равнины. В пределах долин Тобола, Ишима, Иртыша, Оби отметки поверхностей аккумуляции не превышают 100 м, на междуречьях – 100–150 м. Междуречья на большей их площади представляют собой бессточные области. С поверхности на них залегают лёссовидные суглинки. К востоку от Оби, в бассейне Чулыма, в пределы зоны входит часть Чулымо-Енисейской эрозионно-денудационной возвышенности с покровом лёссов на междуречьях.

Западносибирская подтайга по сравнению с восточноевропейской имеет повышенную континентальность, укороченный безморозный период, более длительную и суровую зиму (средняя температура января понижается от минус 18 °С на западе до минус 20 °С на востоке), пониженные запасы тепла (сумма активных температур составляет 1750–1850 °С). Количество осадков равно 500–640 мм, испаряемость – 450–550 мм, коэффициент увлажнения – от 1 до 1,4. Несмотря на то, что увлажнение достаточное и даже избыточное (что обуславливает, как и в таежной зоне, заболачивание слабодренированных поверхностей), здесь проявляются признаки, типичные для лесостепной и степной зон, – резкое сокращение стока, местами засоление почв.

Для дренированных участков междуречий характерны леса из березы повислой и осины (иногда с липой), с подлеском из жимолости, черной и красной смородины, кизильника и густым травостоем из вейника, сныти, коротконожки и др. Растут они на серых лесных почвах. В направлении к югу и юго-востоку леса более разрежены и остепнены. На слабодренированных междуречьях на глееватых и осолоделых серых лесных почвах растут заболоченные вейниковые и осоковые леса из березы пушистой, чередующиеся с сырыми лугами на лугово-черноземных почвах и осоково-гипновыми, осоково-тростниковыми, реже осоково-сфагновыми болотами низинного и переходного типов. Низменные песчаные равнины в долинах рек Оби, Иртыша, Ишима, Тобола, Туры заняты сосняками вейниковыми, костяничными, брусничными, лишайниковыми. Значительные площади в пределах зоны заняты под пашню. Осваивались в первую очередь менее увлажненные участки с серыми и темно-серыми лесными почвами под остепненными лесами, а также с луговыми черноземами. На Приобском плато и Чулымо-Енисейской возвышенности березово-осиновые леса располагаются на отдельных участках среди освоенных земель.

Лесостепная зона в пределах Западно-Сибирской равнины протягивается в широтном направлении от Урала до Алтая между 56 и 54° с. ш. в полосе шириной до 250 км. Лишь в предгорьях Алтая ее южная граница смещается до 53° с. ш., а ширина увеличивается до 400 км.

В рельефе в пределах зоны преобладают плоские сниженные равнины с отметками до 120, реже до 150 м, с многочисленными котловинами и западинами различного генезиса. Часть из них занята мелководными озерами, в том числе солоноватыми и солеными, многие из которых пересыхают к осени. Междуречья Тобола и Ишима, Ишима и Иртыша, Иртыша и Оби на большей их части бессточные. Талые снеговые воды скапливаются в западинах, обуславливая тем самым аномально высокую для данной зоны заозеренность. С поверхности на междуречьях залегают лёссовидные суглинки, перекрывающие местами засоленные неогеновые и палеогеновые отложения. Увалистое Приобское плато с отметками до 285 м расчленено древними ложбинами стока на систему субпараллельных гряд, вытянутых в юго-западном направлении. В пределах гряд с поверхности залегают мощные толщи лёссов.

Для западносибирской лесостепи характерны более короткое по сравнению с восточноевропейской, однако такое же теплое лето и более продолжительная и суровая зима (средняя январская температура изменяется от минус 15 до минус 20 °С), сумма активных температур здесь на 600–700 °С меньше. Меньше количество осадков (430–530 мм), но меньше и испаряемость (570–670 мм). Как следствие, коэффициент увлажнения составляет 0,6–1,0. Слой стока – менее 50 мм, реки в основном транзитные. Каждые три–четыре года летом отмечаются засухи. Несколько реже из-за обильных осадков увлажнение в летние месяцы бывает достаточным или даже избыточным.

Древесная растительность представлена мелколиственными лесами, часто паркового типа, из березы повислой и пушистой и осины. В подлеске встречаются жимолость, смородина, ива и др. Развита травяная покров из лугово-степных видов. На севере зоны леса занимают до 25 % площади. Южнее площадь их сокращается до 5 % и они приобретают характер колков – небольших изолированных лесных массивов по депрессиям рельефа, состоящих в основном из березы пушистой с кустарниковыми ивами и вейниковым или осоковым травяным покровом.

Основную часть междуречий (вне западин) занимают луговые степи и остепненные луга. Травостой луговых степей составляют дерновинные злаки (типчак, тонконог, тимофеевка, ковыли перистый и волосатик), корневищные злаки (вейник, мятлик) и разнообразное разнотравье. Для остепненных лугов характерны корневищные злаки и мезофильное разнотравье, в том числе лабазник, подмаренник и др. Во впадинах и западинах формируются лугово-болотно-солончаковые комплексы – тростниковые и осоковые болота (займища), болотно-солончаковые луга (пырейные, лисохвостные и др.), солончаки. Надпойменные террасы Оби и других крупных рек, сложенные песками, покрыты брусничными, местами травяными, сосняками. К эрозионно-дефляционным западинам на террасах приурочены заболоченные березово-осиновые леса и низинные болота – осоковые,

вейниковые, тростниковые. Поймы рек заняты лугами, болотами, лесами. Почвенный покров достаточно пестрый. В северной части зоны, под остепненными лугами, преобладают выщелоченные черноземы, в южной, под луговыми степями, – лугово-черноземные почвы и обыкновенные черноземы. К понижениям приурочены лугово-черноземные солонцеватые почвы и солонцы. Встречаются солончаки.

Западносибирская лесостепь более освоена, чем расположенные севернее подтаежная и таежная зоны. Здесь сосредоточена основная часть населения Западной Сибири. Большая часть остепненных лугов и луговых степей с их плодородными почвами распахана, хотя, в отличие от Русской равнины, здесь еще сохранились участки естественной лесостепи.

Степная зона, располагающаяся на самом юге Западно-Сибирской равнины, в пределах России представлена двумя участками. Первый из них находится на левобережье Иртыша, к югу от города Омска, второй, так называемая Кулундинская степь, занимает междуречье Оби и Иртыша к югу от 54-й параллели. В рельефе это преимущественно сниженные до 150–100 м аллювиальные равнины, осложненные ложбинами стока, западинами и котловинами разного генезиса, с остаточными солеными и солоноватыми озерами (в том числе Кулундинским). В юго-восточной части Кулундинской степи располагаются сниженные и возвышенные слабодренированные аллювиальные равнины, осложненные древними ложбинами стока и разделяющими их гривами. В ложбинах с поверхности залегают пески, местами перевеянные. Поверхность ложбин осложнена котловинами выдувания, песчаными буграми и грядами. На гривах с поверхности залегают лёссы.

Климат степной части Западно-Сибирской равнины континентальный. Лето теплое. Средняя температура июля составляет (+20...+22) °С. В это время нередко с запада приходят циклоны, приносящие осадки. Безморозный период на 60 дней короче, чем на Азово-Кубанской низменности. Зима морозная. Средняя январская температура – (–17...–18) °С. Снежный покров маломощный, лежит до 6 месяцев в году. Почвогрунты промерзают на глубину 1–1,5 м. Годовое количество осадков изменяется от 300 до 450 мм (город Алейск). Испаряемость равна 600–750 мм, коэффициент увлажнения – 0,4–0,6. На период снеготаяния приходится до 80–90 % годового стока. Летом реки, за исключением транзитных, пересыхают. Много бессточных соленых и солоноватых озер.

На лёссовидных суглинках распространены черноземы обыкновенные и южные, часто солонцеватые. В западинах и котловинах формируются лугово-черноземные, лугово-каштановые почвы и солонцы.

Многие виды растений являются общими для западносибирской и южно-русской степей, однако в западносибирской появляются и новые, в частности, ковыли киргизский и Кержинского, холодная полынь и др. Характерны типчакково-ковыльные степи с небольшим участием ксерофильного разнотравья (полыни, прутняка и др.). В мочажинах и высохших озерных котловинах распространены ковыльно-типчаковые группировки с галофитным разнотравьем, галофитные луга на лугово-черноземных и каштановых почвах, полынные и солянковые сообщества на солонцах. Песчаные массивы с прерывистым чехлом лёссовидных суглинков и супесей заняты группировками из песчаного ковыля,

типчака, овсеца и псаммофитного разнотравья на каштановых почвах. По ложбинам стока, в пределах которых с поверхности залегают пески, произрастают ленточные боры, часто с караганой.

Физико-географические области

В пределах Западной Сибири выделяется 16 физико-географических областей (рис. 5): Ямальская (1), Гыданская (2), Нижнеенисейская (3), Северо-Сосьвинская (4), Обско-Тазовская (5), Сибирских Увалов (6), Кондинская (7), Среднеобская (8), Васюганская (9), Туринская (10), Зауральская (11), Тобольско-Иртышская (12), Кулундинско-Барабинская (13), Приобская (14), Чулымо-Енисейская (15), Кеть-Тымская (16).

Ямальская область (1) целиком располагается в Заполярье, включает полуостров Ямал до устья Оби. На юго-западе граница области проходит от Оби до Байдарацкой губы по подножью Полярного Урала. Протяженность области с севера на юг составляет около 700 км, с запада на восток – от 130 до 240 км, площадь – около 122 тыс. км². Большая часть области представляет собой низменность с отметками поверхности от 10 до 50 м. Лишь на водоразделе рек, несущих свои воды в Карское море и в Обскую губу, высоты достигают 80 м и более.

Весь Ямал представляет собой комплекс морских аккумулятивных террас. Уступы террас местами выражены в рельефе, местами сглажены. В северной части полуострова наибольшей ширины, до 25 км, и площади достигает самая низкая из террас. При ветровых нагонах она в той или иной мере заливадается водой. На поверхности более высоких террас обычны широкие плоскодонные понижения глубиной 3–4 м. В настоящее время исходный рельеф морских террас преобразуется, главными образом флювиальными и криогенными процессами. Долины рек врезаны в поверхности террас на глубину от 2–5 до 10 м, редко более, склоны их выположены, днища расширены. На склонах долин и уступах террас развиваются процессы солифлюкции. Плоские поверхности террас осложнены многочисленными термокарстовыми западинами, днища которых часто осложнены булгуньями. На незадернованных массивах песков развиваются эоловые процессы. Обычны котловины выдувания и песчаные бугры (дюны) высотой до 5–7 м.

Климат Ямальской области умеренно континентальный. Средние температуры января понижаются с запада на восток от минус 21 до минус 26 °С. Средние месячные температуры июля повышаются с севера на юг от +4 до +13 °С. Средние годовые температуры воздуха отрицательные. Безморозный период продолжается от 25 дней на севере до 60 дней на юге области, где выделяется короткий период со среднесуточными температурами выше +10 °С. Сумма активных температур здесь составляет около 200 °С. Годовое количество осадков колеблется от 300 до 450 мм, из них 150–200 мм выпадает в теплый период. Средняя годовая разность осадков и испаряемости составляет около 200 мм. Глубина протаивания мерзлых грунтов в теплый период изменяется от 20–30 см на севере Ямала до 80–90 см на песчаных грунтах на юге.



Рис. 5. Физико-географические области Западной Сибири

Большинство рек полуострова Ямал имеют длину в десятки–первые сотни километров. Половодье приходится на начало лета, затем, после таяния снега, реки мелеют. Зимой сток в них прекращается. На полуострове более 30 тысяч озер, в основном небольших по площади (десятки гектаров), занимающих термокарстовые котловины. Ряд озер, в том числе Нейто, Ямбуто, Ярото, имеют площади до 100 км² и более.

Вся Ямальская область, за исключением самой южной ее части, расположена в зоне тундры. В пределах Ямала отчетливо выражены все три подзоны тундры: арктическая (пятнистая с полигонально-гипновыми болотами), типичная (мохово-лишайниковая с низкорослыми ивами и карликовой березкой,

с полигонально-гипновыми болотами) и южная (с ивняково-ерниковыми зарослями и осоково-сфагновыми болотами). Болота приурочены к плоским понижениям на междуречьях. Они занимают до 40 % территории. Мощность торфяных залежей составляет от 0,1 до 0,5 м, на юге полуострова – 1,0–1,5 м, редко до 3 м. Сложены они слаборазложившимся торфом (степень его разложения достигает 10–30 %). Широко распространены заболоченные кочкарные, моховые и кустарничковые тундры.

Южнее 67-й параллели тундровые ландшафты сменяются лесотундровыми редколесьями из лиственницы сибирской и ели, на долю которых здесь приходится до 30 % всей площади. Широко распространены плоскобугристые сфагновые, травяно-гипновые и лишайниковые болота, занимающие вместе с заболоченными редколесьями до 50 % площади зоны. Мощность торфа обычно не превышает 1,5–2,5 м, на буграх достигает 3,5 м.

Гыданская область (2) включает Гыданский полуостров и примыкающую к нему с юга часть Тазовско-Енисейского междуречья, расположенную между Тазовской губой и Нижнеенисейской возвышенностью. С севера на юг область вытянута более чем на 500 км, с запада на восток – от 100 км на юге до 300 км в средней части. Площадь области – около 110 тыс. км². Вся она расположена в Заполярье.

Основную часть Гыданской области с высотами до 125 м занимают морские аккумулятивные террасы. Выше располагаются фрагменты ледниково-морской равнины, сформированной во время максимальной среднеплейстоценовой морской трансгрессии. Вдоль Обской губы на 250 км протягивается Юрибейская гряда с высотами до 100 м. Еще одна гряда – Гыданская, с отметками до 150 м, протягивается на 350 км от Тазовской губы на северо-восток, к Енисею. Обе гряды представляют собой сочетание отдельных холмов и увалов, возвышающихся над сопредельными низменностями на 20–60 м. Широко распространены криогенные формы рельефа: пятна-медальоны, торфяные бугры, термокарстовые котловины, местами булгуньяхи. Сезонное оттаивание грунтов сопровождается активным проявлением солифлюкции на склонах.

Зима на Гыданском полуострове холодная. Средние январские температуры понижаются от минус 26 °С на побережье Обской губы до минус 30 °С в низовьях Енисея. Для зимы, особенно для ее начала, характерны сильные ветры, скорость которых достигает 20 м/с и более. Средние июльские температуры повышаются с севера на юг от +3 до +11,5 °С. Продолжительность безморозного периода в том же направлении увеличивается от 25 до 40 дней. Глубина сезонного протаивания растёт от 20–30 см на севере до 90 см на песчаных грунтах на юге. Среднее годовое количество осадков равно 350–400 мм, из которых 170–220 мм выпадает в течение короткого лета. Средняя годовая разность осадков и испаряемости составляет около 200 мм.

Реки Гыданской области имеют небольшую протяженность, в начале лета они многоводны, в конце лета маловодны, в зимнее время сток в них, как правило, отсутствует. На междуречьях и в речных долинах располагаются тысячи небольших озер, преимущественно термокарстовых. Часто такие озера соединены небольшими реками в озерно-речные системы. Отдельные озера, в том числе Периптавето и Ямбуто, имеют длину до 25 км и ширину до 10 км.

Гыданская область целиком располагается в зоне тундры, представленной всеми тремя ее подзонами – арктической, типичной и южной. Наиболее распространены типичные мохово-лишайниковые тундры на торфяно-глеевых и тундрово-глеевых почвах. Лишайники представлены цетрарией, кладонией, электрорией. До 40 % площади занимают полигонально-гипновые болота.

Нижнеенисейская область (3) включает Нижнеенисейскую возвышенность, вытянутую с юга на север на 750 км от верховьев реки Таз на юге до реки Танама на севере, и примыкающий к ней с востока участок долины Енисея вместе с Туруханской низменностью. Область расположена в зоне сочленения древней Сибирской платформы и эпипалеозойской Западно-Сибирской плиты. Нижнеенисейская возвышенность служит водоразделом между реками Таз и Енисей. В северной ее части, от реки Танама до широтного отрезка реки Турухан в ее верховьях, возвышенность густо и глубоко расчленена реками, принадлежащими бассейнам Таза и Енисея, и представляет собой сочетание отдельных останцовых массивов и гряд площадью от нескольких десятков до нескольких тысяч квадратных километров, с высотами от 100 до 200 м, возвышающихся над днищами долин в среднем на 25–50 м. Останцовые массивы сложены мореной и водно-ледниковыми суглинками, супесями и песками. В своей южной части, между долинами рек Турухан и Таз, Нижнеенисейская возвышенность предстает более монолитным образованием. Густое и достаточно глубокое (25–50 м) эрозионное расчленение обусловило формирование в ее пределах системы обширных пологих увалов с высотами водоразделов от 170 до 206 м, сложенных с поверхности водно-ледниковыми и озерно-аллювиальными песками, супесями и суглинками. В широкой, от 20 до 50 км, долине Енисея выделяются пойма и комплекс надпойменных террас, сложенных с поверхности песками, супесями и суглинками. В пределах Туруханской низменности, между Нижнеенисейской возвышенностью и надпойменными террасами Енисея, располагается плоская равнина с отдельными холмами с высотами от 60 до 100 м.

Средние температуры января составляют (–24...–29) °С, июля – от +10 °С на севере до +16 °С на юге. Средние годовые температуры воздуха, за исключением самых южных районов области, отрицательные, и, как следствие, здесь практически повсеместно распространена многолетняя мерзлота. Продолжительность периода с температурой выше +10 °С изменяется с севера на юг от 40 до 85–100 дней, а сумма активных температур соответственно равна от 600 до 1500 °С. Годовое количество осадков – 450–500 мм, средняя годовая разность осадков и испарения – около 200 мм. Из-за густого эрозионного расчленения Нижнеенисейская возвышенность менее заболочена, чем сопредельные низменности.

В заполярной части Нижнеенисейской области склоны речных долин, холмов и гряд заняты лишайниковыми лиственничными и елово-лиственничными редколесьями на глеево-мерзлотно-таежных почвах. На относительно пониженных плоских слабо дренированных участках широко распространены бугристые сфагновые болота. К югу от долины Турухана произрастают северотаежные лишайниково-лиственничные леса на глеево-таежно-мерзлотно-таежных почвах, лиственнично-елово-кедровые леса на глеево-подзолистых почвах (на участках,

где многолетней мерзлоты нет), чередующиеся с небольшими массивами сфагновых верховых бугристых болот.

Северо-Сосьвинская область (4) расположена между Уралом и долиной Оби и пространственно совпадает с холмисто-увалистой Северо-Сосьвинской возвышенностью, которая к северу от низовьев Северной Сосьвы представляет собой вторичную моренно-водно-ледниковую равнину, а к югу – эрозионно-денудационную равнину. С севера на юг область протягивается на 550 км, с запада на восток – на 150–300 км. Отметки поверхности междуречий на разных участках возвышенности изменяются от 100 до 262 м, глубина эрозионного расчленения – от 50 до 100 м.

Средние январские температуры составляют (–22...–23) °С, средние июльские температуры увеличиваются с севера на юг от +14 до +17 °С. Сумма температур выше +10 °С с севера на юг повышается от 800 до 1500 °С. За год здесь выпадает от 400 до 500 мм осадков, в том числе в теплое время года около 300 мм. К северу от низовьев Северной Сосьвы распространена островная многолетняя мерзлота.

Вся область располагается в зоне тайги. Северную ее часть занимают северотаежные леса, представленные в разной мере заболоченными разреженными сосняками на глеево-подзолистых почвах, с напочвенным покровом из кустистых лишайников, зеленых мхов и низкорослых кустарников. На плоских слабо дренированных междуречьях и по днищам речных долин преобладают редкостойные заболоченные лиственничники. Значительные площади занимают массивы верховых болот.

Южная часть области, где речные долины выработаны в толщах неогеновых, палеогеновых, местами мезозойских глин, песков, мергелей и опок, перекрытых маломощным чехлом покровных суглинков на междуречьях, занята среднетаежными в разной степени заболоченными сосновыми лесами на подзолистых и болотно-подзолистых почвах. Местами встречаются массивы еловой и кедровой тайги.

Обско-Тазовская область (5) занимает северную часть Западно-Сибирской равнины, расположенную между Сибирскими Увалами на юге и Обской и Тазовской губами на севере, между Северо-Сосьвинской возвышенностью на западе и Нижнеенисейской возвышенностью на востоке. Площадь области – около 250 тыс. км².

В рельефе Обско-Тазовской области преобладают плоские и плосковолнистые низкие озерно-аллювиальные равнины с отметками от 50 до 100 м, осложненные на ряде участков небольшими по площади возвышенностями (Полуйской, Надымской) с отметками междуречий от 100 до 203 м. Область расчленяют долины рек Обь, Надым, Пур, Таз и их многочисленных притоков. Глубина эрозионного расчленения составляет преимущественно от 5 до 10 м, в верховьях реки Полуй, дренирующей Полуйскую возвышенность, и на приподнятом междуречье Надыма и Пура, расчленяемого их притоками, – от 10 до 50 м.

Средние январские температуры в границах области понижаются с запада на восток от минус 24 до минус 28 °С, средние июльские повышаются с севера на юг от +10 °С на Тазовском полуострове до (+15...+16) °С у Сибирских Увалов.

Продолжительность периода со среднесуточными температурами выше $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ изменяется от 40–50 дней на Тазовском полуострове до 85–100 дней на юге области; сумма активных температур соответственно составляет от 500–600 до 1200–1400 $^{\circ}\text{C}$. Годовое количество осадков колеблется от 400 до 520 мм, две трети из которых приходятся на теплый период. Широко распространена многолетняя мерзлота островного типа. Северная часть Обско-Тазовской области, в том числе Тазовский полуостров примерно до устья Пура, располагается в зоне тундры. Самую северную часть Тазовского полуострова занимают заболоченные моховые и лишайниковые тундры, остальную часть – тундры кустарниковые. Еще южнее располагается зона лесотундры, ширина которой с запада на восток, от низовьев Оби к низовьям Таза, увеличивается от 70 до 150 км. Плоские заболоченные междуречья Оби и Надыма, Надыма и Пура, Пура и Таза заняты редколесьями из сибирской лиственницы, чередующимися с участками кустарниковой тундры и обширными массивами верховых сфагново-лишайниковых крупнобугристых болот.

Остальную часть области занимают северотаежные лиственничные, лиственнично-елово-кедровые и сосновые (на песчаном субстрате) низкобонитетные леса, чередующиеся с большими массивами верховых сфагновых болот, занимающих около половины площади междуречий. Много болот располагается в речных долинах.

Область Сибирских Увалов (6) включает субширотную полосу возвышенных ледниковых, водно-ледниковых и ледниково-морских равнин, протягивающихся от долины Оби на западе до долины Енисея на востоке. В западной относительно расширенной (до 200 км) части Сибирских Увалов, включающей Белогорский материк, отметки поверхностей междуречий достигают 150–231 м, глубина эрозионного расчленения – 50–80 м. Междуречья холмисто-увалистые. Центральная часть Увалов шириной от 50 до 100 км, вытянутая вдоль субширотного отрезка долины Оби, снижена до высоты 120–150 м и расчленена на глубину до 10 м, междуречья здесь плоские. Восточная, расширенная до 200 км, часть Сибирских Увалов, включающая Верхнетазовскую возвышенность, приподнята до 200–285 м, глубоко (до 70 м) и густо расчленена речными долинами. Для нее характерны холмисто-увалистые и грядово-холмистые междуречья.

Средние январские температуры здесь составляют ($-23\dots-24$) $^{\circ}\text{C}$, средние июльские – около ($+16\dots+17$) $^{\circ}\text{C}$. Продолжительность периода со средними суточными температурами выше $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ равна 80–90 дней, а сумма таких температур составляет 1200–1400 $^{\circ}\text{C}$. Среднее годовое количество осадков изменяется от 400 до 520 мм, разность осадков и испарения достигает 200 мм.

Западная и средняя части Сибирских Увалов заняты северотаежными лиственничными, лиственнично-елово-кедровыми и сосновыми лесами, в разной мере заболоченными. Около половины всей площади, особенно в средней, сниженной, части, занимают верховые сфагновые болота. В пределах более приподнятого и расчлененного Белогорского материка болот меньше. То же относится и к Верхнетазовской возвышенности, где произрастают среднетаежные елово-кедрово-пихтовые леса на подзолистых и дерново-подзолистых почвах, а на песчаном субстрате – сосновые боры. Крупные болотные массивы здесь вообще отсутствуют.

Кондинская область (7) включает Кондинскую низменность, расположенную на левобережье Иртыша. На юго-западе ее граница проходит по долине реки Тавды. В геоморфологическом отношении область представляет собой плоскую, местами осложненную гривами озерно-аллювиальную равнину, понижающуюся с северо-запада на юго-восток, сложенную глинистыми, суглинистыми, местами песчаными отложениями, с отметками поверхности междуречий от 80 до 50 м. Глубина ее расчленения не превышает 10 м. Основные рельефообразующие процессы, проходящие в Кондинской области в настоящее время, как и в течение всего голоцена, – озерно-аллювиальная и биогенная (накопление торфа в болотах) аккумуляции.

Средние январские температуры в границах области изменяются от минус 19 до минус 21 °С, средние июльские – от +16 до +18 °С. Сумма активных температур равна 1300–1700 °С. Годовое количество осадков составляет 430–450 мм, две трети из них приходится на теплый период. Средняя годовая разность осадков и испаряемости колеблется от 100 до 200 мм. Междуречья практически не дренированы, в их пределах встречается много озер.

Около 70 % площади Кондинской области занимают обширные безлесные торфяники, сочетающиеся с сосновыми кустарничково-сфагновыми болотами (рямами), грядово-мочажинными сфагновыми и низинными болотами. На лучше дренированных участках в северной половине области располагаются массивы сосновых боров на песчаных и легкосуглинистых глеевато-слабоподзолистых почвах, в южной – березовые и березово-елово-сосновые травяные и зеленомошные леса на дерново-сильноподзолистых и подзолисто-болотных почвах.

Среднеобская область (8) располагается в пределах Среднеобской низменности и представляет собой плоскую, местами холмисто-увалистую озерно-аллювиальную равнину с отметками поверхности от 100–128 м по периферии до 30 м в долине Оби, на участке от города Нижневартовска до устья Иртыша. Наиболее снижена, до 60–30 м, часть области, расположенная к северу от широтного участка долины Оби. Аганский Увал, лежащий на междуречье Агана и Ваха, достигает отметок 100–128 м. Примерно такую же высоту имеют междуречья на правобережье Иртыша в пределах ООПТ «Тобольский материк».

Средние температуры января в границах Среднеобской области изменяются от минус 19 до минус 24 °С, июля – от +16,5 °С на севере до +18,5 °С на юге. Сумма активных температур составляет 1200–1600 °С, средняя годовая сумма осадков – 450–520 мм, разность осадков и испаряемости – 100–200 мм.

Речная сеть редкая, глубина эрозионного расчленения, за исключением возвышенностей Аганский Увал и Тобольский материк, не превышает 10 м, а на правобережье Оби, в бассейнах рек Пим, Тормьёган и Аган – менее 5 м. На междуречьях Пима и Тормьёгана, Тормьёгана и Агана располагается множество озер, а заозеренность достигает 20–30 %, местами и более.

Большую часть территории области занимают верховые сфагновые грядово-мочажинные болота. На более дренированных участках на песчаных грунтах располагаются сосновые боры, на суглинистых – среднетаежные темнохвойные леса из пихты, кедра и ели. В поймах рек Обь и Иртыш значительные площади занимают луга: вейниковые, мятликовые, канареечные, осоковые, разнотравно-злаковые.

Кеть-Тымская область (9) занимает уплощенную озерно-аллювиальную равнину с абсолютными отметками от 100 до 182 м на междуречье Оби и Енисея, между Сибирскими Увалами на севере и долиной реки Кеть на юге. Центральная часть Кеть-Тымской равнины слабо расчленена, краевые части глубоко (на 25–50 м) прорезаны многочисленными притоками Оби, Енисея, Кети и Тыма. С поверхности в пределах равнины залегают песчано-глинистые отложения.

В границах области средние температуры января изменяются от минус 21 до минус 23 °С, июля – от +16 до +17 °С. Продолжительность периода со среднесуточной температурой выше +10 °С в разных частях области колеблется от 85 до 100 дней, а сумма активных температур – от 1100 до 1500 °С. Годовое количество осадков составляет 4550–500 мм, а средняя годовая разность осадков и испаряемости достигает 200 мм.

Более половины площади Кеть-Тымской области занимают среднетаежные леса, представленные, главным образом, лишайниково-кустарниковыми сосновыми борами, а также ельниками, кедрачами и березняками. До 40 % всей площади занимают болота, преимущественно мочажинно-крупногрядовые. Значительны площади сосново-кустарничково-сфагновых болот (рямов).

Васюганская область (10) занимает выровненную относительно приподнятую озерно-аллювиальную Васюганскую равнину на междуречье Оби и Иртыша с отметками от 100 до 166 м. С запада на восток область вытянута на 600 км, с севера на юг – на 300–350 км. Речная сеть редкая. Глубина эрозионного расчленения на большей части области не превышает 20 м, в бассейне реки Васюган – 10 м. Междуречья плоские, слабо дренированные.

Средние температуры января в пределах области – около минус 20 °С, июля – (+17...+18) °С. Сумма активных температур равна 1500–1650 °С. В среднем за год здесь выпадает до 500 мм осадков, из которых примерно 70 % приходится на теплый период. Средняя годовая разность осадков и испаряемости колеблется от 50 мм в бассейне реки Омь до 150 мм в бассейне Васюгана.

До 60 % всей территории области занимают верховые грядово-мочажинные болота. В той или иной степени заболочены и массивы темнохвойной тайги и березняков, занимающих придолинные, лучше дренированные, участки междуречий и склоны речных долин.

Чулым-Енисейская область (11) располагается в юго-восточной части Западной Сибири, где занимает Чулымскую и Енисейскую равнины с отметками поверхности междуречий, понижающимися к северо-западу от 300 до 100 м и менее (в долине Оби). На севере область ограничена долиной реки Кеть, на юге – горными сооружениями Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Чулымская часть области дренируется рекой Чулым и ее многочисленными притоками, енисейская – реками Сым, Кас, Дубчес. Глубина эрозионного расчленения в сниженной северо-западной части области составляет от 30 до 50 м, в предгорьях – до 100 м и более. Междуречье рек Кеть и Чулым представляет собой плоскую, редко расчлененную, в значительной мере заболоченную аллювиальную равнину. Расположенная южнее часть области – более приподнятая эрозионно-денудационная равнина с чехлом лёссовидных суглинков на междуречьях.

Средние январские температуры на территории Чулымо-Енисейской области изменяются от минус 18 °С на юге до минус 21 °С на севере, июльские – от +17,5 °С на севере до +18,5 °С на юге, сумма температур выше +10 °С составляет 1500–1700 °С. Годовое количество осадков колеблется от 350 до 500 мм, две трети из которых выпадают в теплое время года. Средняя годовая разность осадков и испаряемости изменяется от 0 до 200 мм (на севере).

Область расположена в зоне тайги. В ее северной части преобладают темнохвойные южнотаежные леса и сосняки на дерново-подзолистых почвах. Южнее долины Чулыма темнохвойная тайга сменяется березовыми и парковыми березово-осиновыми лесами на серых лесных почвах. На крайнем юге области в полосе, примыкающей к Транссибирской магистрали, значительные площади занимают луговые степи на выщелоченных черноземах и березово-осиновые перелески.

Туринская область (12) включает в себя систему невысоких, с отметками от 150 до 100 м, увалов на междуречьях рек Тавды и Туры, Туры и Пышмы, Пышмы и Исети и разделяющих их широких речных долин, протягивающихся от Урала к Тоболу. Глубина эрозионного расчленения достигает 30 м.

Средние температуры января изменяются от минус 17 до минус 19 °С, июля – от +17,5 до +18 °С. Сумма активных температур составляет 1500–1700 °С. Среднее годовое количество осадков колеблется от 370 до 500 мм, две трети из них выпадают в теплое время года. Разница осадков и испаряемости составляет 50–150 мм.

Большая часть области занята в разной степени заболоченными сосновыми лесами на подзолистых почвах, сменяющимися на юге березовыми и осиновыми лесами. В поймах рек значительные площади занимают злаково-разнотравные луга.

Зауральская область (13) располагается между Уралом на западе и рекой Тобол на востоке и представляет собой возвышенную плоскую равнину, понижающуюся с запада на восток от 200 до 150–120 м, редко расчлененную притоками Исети и Тобола. На междуречьях с поверхности повсеместно залегают толщи лёссовидных суглинков разной мощности, перекрывающие морские палеогеновые глины, песчаники, аргиллиты, опоки. Характерная особенность междуречий – наличие многочисленных котловин и западин суффозионно-просадочного происхождения, часто занятых мелкими озерами, на юге области с солоноватой водой.

Средние температуры января здесь изменяются от минус 16 до минус 18 °С, средние июльские температуры – от +18 до +20 °С. Сумма температур выше +10 °С достигает 1900–2200 °С. Среднее годовое количество осадков составляет 300–380 мм, средняя годовая разность осадков и испаряемости равна (–100...–400) мм.

Северная часть области (примерно до широты города Челябинска) располагается в лесостепной зоне, южная – в степной. В северной части преобладают выщелоченные черноземы, в южной – черноземы обыкновенные. На пониженных участках, в западинах, распространены луговые черноземы и солонцы. В настоящее время до половины всей площади Зауральской области распахано. Нераспаханные участки заняты остепненными лугами, березовыми колками и сосновыми борами.

Тобольско-Иртышская область (14) занимает российскую часть Тобольско-Ишимского и Ишимско-Иртышского междуречий. С поверхности повсеместно залегают лёссовидные суглинки, перекрывающие континентальные песчано-глинистые неогеновые отложения. В геоморфологическом отношении Тобольско-Иртышская область представляет собой волнистую относительно приподнятую равнину с отметками от 100 до 156 м, осложненную многочисленными западинами и котловинами тектонического и суффозионно-просадочного происхождения, во многих случаях занятыми мелководными озерами, очень редко расчлененную притоками Тобола, Ишима и Иртыша. Более половины площади междуречий Тобола и Ишима, Ишима и Иртыша занимают бессточные районы. Глубина долин Тобола, Ишима и Иртыша в пределах области, как правило, не превышает 30 м. Долины их притоков врезаются на глубину от 5 до 20 м.

Климат области теплый, недостаточно влажный. Средние январские температуры изменяются от минус 17 до минус 19 °С, июля – от +18,5 до +19,5 °С. Сумма температур выше +10 °С составляет 1800–2100 °С. В течение года выпадает 300–400 мм осадков, три четверти из них – в теплое время года. Среднегодовая разность осадков и испарения доходит до минус 400 мм.

Реки области, за исключением Иртыша, после короткого половодья, связанного с таянием снега, практически полностью переходят на подземное питание и при этом сильно мелеют. Многие притоки Тобола и Ишима и вовсе пересыхают. Озера, заполняющие понижения во время снеготаяния, в большинстве своем имеют солоноватую или горько-соленую воду.

Из-за слабого расчленения междуречий и близкого к поверхности расположения водонепроницаемых глинистых пород в разной мере засоленные грунтовые воды на многих участках залегают на глубине 3,0–5,0 м, что при большом испарении летом обеспечивает подтягивание их по капиллярам к поверхности и засоление почв.

Для лесостепной Тобольско-Ишимской области характерна сложная мозаика различных типов почв: черноземно-луговых, солонцов, солодей. Участки, пригодные для земледелия, на большей части области распаханы. В северных ее районах сохранились березовые перелески и солончаковатые луга.

Кулундинско-Барабинская область (15) включает Барабинскую низменность и российскую часть Кулундинской равнины.

Барабинская низменность – сниженная до отметок 100–150 м озерно-аллювиальная равнина, сложенная с поверхности мощной, до 70 м, толщиной нижне- и среднечетвертичных песчано-глинистых отложений, осложненная гривами относительной высотой до 12 м, вытянутыми в юго-западном направлении, и разделяющими их обширными, местами заболоченными, понижениями или замкнутыми котловинами, занятыми озерами.

Барабинская низменность отличается мелким, до 10 м, редким эрозионным расчленением и наличием обширных бессточных районов. Лишь река Омь, врезающаяся в равнину на глубину до 20 м, достигает Иртыша. Грунтовые воды на междуречьях залегают на глубине от 0,5 до 5,0 м.

Кулундинская равнина с отметками поверхности от 95 до 200 м, с преобладающими высотами от 100 до 120 м с поверхности сложена песчаными отложениями, местами переважаемыми. Она осложнена обширными котловинами

и западинами, занятыми озерами. Небольшие реки, стекающие с Приобского плато, доносят свои воды лишь до озерных впадин. Летом они часто пересыхают. Вся российская часть Кулундинской равнины является бессточной.

Средние январские температуры воздуха в пределах области составляют (–17...–19) °С, июльские – (+18...+20) °С. Сумма температур выше +10 °С колеблется от 1900 °С в барабинской части области до 2400 °С в кулундинской. За год выпадает 350–450 мм осадков, две трети из которых приходится на теплое время года. Средняя годовая разность осадков и испаряемости с севера на юг области изменяется от (0...–100) мм до минус 400 мм.

Озера Барабинской низменности и Кулундинской равнины своей максимальной площади и глубины достигают весной, после таяния снега. В это время все они пресные. Летом за счет испарения с поверхности уровень воды в озерах понижается, площадь их сокращается, а соленость воды, за исключением тех из них, в которые и в это время года реки вливают пресную воду, повышается.

Барабинская часть Кулундинско-Барабинской области располагается в лесостепной зоне, кулундинская – в степной. Для северной, наиболее пониженной и увлажненной, части Барабинской низменности характерны солончаково-болотные, местами торфяно-глеевые почвы с зарослями осок, сибирской ивы, тростника, камыша, рогоза на месте зарастающих озер. Большие площади занимают разнотравные луга на лугово-черноземных и солонцеватых почвах. На относительно приподнятых и лучше дренированных участках распространены оподзоленные и выщелоченные черноземы. Местами на таких участках сохранились березовые колки. Песчаные гривы южной части Барабинской низменности ранее были заняты луговыми степями, чередующимися с березовыми колками. Сейчас они практически полностью распаханы.

В кулундинской части области преобладают обыкновенные и южные черноземы, отличающиеся повышенной мощностью и содержанием гумуса. В понижениях рельефа, в том числе по берегам озер, формируются солонцы и солонцеватые черноземы. Кулундинские степи на большей их части распаханы. Небольшие целинные участки заняты злаковыми, кустарниковыми и полынно-злаковыми степями. По песчаным гривам произрастают ленточные сосновые боры на дерново-подзолистых почвах.

Приобская область (16) занимает Приобское плато с отметками поверхности от 200 до 300 м, примыкающее к предгорьям Алтая и Салаирскому кряжу. Плато сложено толщей континентальных песчано-глинистых отложений, перекрытых лёссовидными суглинками. В пределах области располагаются долина Оби и долины ее притоков – Чумыша, Алея, Чарыша и др. Глубина эрозионного расчленения достигает 100 и более метров. Характерная черта рельефа части Приобской области, расположенной на левобережье Оби, – чередование прямолинейных, параллельно вытянутых с северо-востока на юго-запад гряд и разделяющих их ложбин, по которым в одних случаях текут реки, в других, там, где рек нет, располагаются небольшие по площади пресные и солоноватые озера. Абсолютная высота гряд составляет от 200 до 290 м, относительная, над днищами разделяющих их ложбин, – от первых десятков метров до 100 м и более. Ширина гряд и ложбин колеблется от 2–5 до 25 км.

Средние температуры января изменяются от минус 16 до минус 19 °С, июля – от +18 до +20 °С, сумма температур выше +10 °С равна 1900–2100 °С. За год выпадает 350–450 мм осадков, в основном в теплое время года. Средняя годовая разность осадков и испаряемости достигает (–200...–400) мм.

Приобская область расположена в лесостепной зоне. Преобладающие типы почв здесь – выщелоченные черноземы и темно-серые лесные. По ложбинам распространены лугово-черноземные почвы. На сложенных песками гривах и речных террасах растут сосновые боры, под которыми формируются дерново-подзолистые почвы. Более 60 % территории Приобской области в настоящее время распахано. Сохранившиеся целинные участки заняты остепненными лугами луговыми, степями с березовыми перелесками.

Природные ресурсы и их освоение

Минеральные ресурсы. В пределах Западной Сибири сосредоточена основная часть всех разведанных и прогнозных запасов нефти и газа России.

К настоящему времени здесь выявлены, разведаны и в различной мере выработаны сотни месторождений нефти. Основная их часть располагается на территории Ханты-Мансийского и Ямало-Ненецкого автономных округов, где залегают около 70 % нефтяных ресурсов России. Здесь находятся наиболее крупные российские месторождения нефти: Приобское, Самотлорское, Ромашкинское, Федоровское, Краснolenинское, Тевлинско-Русскинское, Сургутское, Ватьеганское, Мамонтовское, Лянторское. Добыча нефти только на этих месторождениях в 2010 году составила около 145 млн т.

Западносибирская нефть преимущественно относится к типу легкой нефти, отличающемуся низким содержанием серы и парафина. Основные запасы сосредоточены на глубинах от 1,5 до 3,5 км, в отложениях юры и нижнего мела.

В Западной Сибири находится и до 75 % разведанных запасов газа Российской Федерации. Из 24 крупнейших месторождений газа России с запасами более 0,5 трлн м³ 13 располагаются на севере Западной Сибири, в Ямало-Ненецком автономном округе: Уренгойское (5,94 трлн м³), Бованенковское (на Ямале, 4,37 трлн м³), Ямбургское (4,29 трлн м³), Заполярное (3,49 трлн м³), Харасавейское (на Ямале, 1,36 трлн м³), Южно-Тамбейское (на Ямале, 1,02 трлн м³), Крузенштерновское (на Ямале, 0,96 трлн м³), Харампурское (0,77 трлн м³), Северо-Тамбейское (на Ямале, 0,72 трлн м³), Южно-Русское (0,69 трлн м³), Северо-Уренгойское (0,66 трлн м³), Медвежье (0,58 трлн м³), Комсомольское (0,54 трлн м³). В сумме это половина всех разведанных запасов газа в России.

В болотах, общая площадь которых составляет около 523 тыс. км², накоплены колоссальные запасы торфа, достигающие 90 млрд т в пересчете на воздушно-сухую массу.

На юго-востоке Западно-Сибирской равнины в верхнемеловых и палеогеновых песчаниках на глубине до 400 м выявлены месторождения оолитовых железных руд с содержанием железа до 45 % и прогнозными запасами до 350 млрд т.

Лесные ресурсы Западной Сибири – это около 10 млрд м³ древесины (примерно 10 % от общих запасов леса на корню в России), с ежегодным приростом – свыше 110 млн м³. Лесопокрытая площадь достигает 1,0 млн км². Заготовка древесины в настоящее время осуществляется вдоль долины Оби, в низовьях Иртыша и их судоходных притоков. В других районах заготовка древесины в связи с транспортной недоступностью практически не ведется. По мере строительства железных и шоссейных дорог к месторождениям нефти и газа лесные ресурсы начинают использоваться и в ранее недоступных районах.

Водные ресурсы Западной Сибири (если оценивать лишь речной сток местного формирования, без учета стока Енисея, формирующегося в основном за пределами Западной Сибири) составляют 513 км³/год, или около 12 % стока рек России. Оценка с Енисеем дает 1140 км³/год, т.е. около 27 % стока рек России. Водообеспеченность в расчете на одного жителя (без учета стока Енисея) составляет более 44 тыс. м³/год. Многие реки Западной Сибири являются транспортными магистралями. Общая протяженность судоходных участков рек достигает 25 тыс. км.

Весьма масштабны и **гидроэнергетические ресурсы** Западной Сибири. Первая (и единственная) в регионе Новосибирская гидроэлектростанция мощностью 400 тыс. кВт была введена в строй в 1959 году.

Охотничье-промысловые ресурсы Западной Сибири – это, прежде всего, пушнина. Здесь добываются белка, песец, соболь, горностай, ондатра. Заготавливаются ягоды (брусника), грибы и др.

Земли, которые используются под сельскохозяйственные угодья, занимают относительно небольшую площадь Западно-Сибирской равнины – около 362 тыс. км² ¹³¹. Расположены они в основном в лесостепных областях в ее южной части.

Особо охраняемые природные территории

В пределах региона в настоящее время функционируют 4 заповедника: Верхне-Тазовский (6313,08 км²), Гыданский (8881,74 км²), Малая Сосьва (2255,62 км²), Юганский (6486,58 км²). Созданы они были в период с 1981 по 1996 годы для сохранения и изучения практически не нарушенных экосистем тундры (Гыданский) и тайги (Верхне-Тазовский, Малая Сосьва, Юганский). Общая площадь заповедников – 23937 км², это всего 0,8 % территории Западной Сибири.

Верхне-Тазовский заповедник расположен на Верхнетазовской возвышенности. Создан в 1986 году для охраны уникальных экосистем ненарушенной северной тайги и как резерват пушных и промысловых зверей. Значительную часть заповедника занимают беломошнные сосновые боры, кедрачи и лиственничники. В верховьях реки Таз расположены нерестилища ценных видов рыб.

¹³¹ О состоянии и использовании земель ...

Гыданский заповедник включает полуостров Япай, северную часть полуострова Мамонта, крайний север Гыданского полуострова вдоль побережья Юрацкой губы, острова Олений, Шокальского, Песцовые, Проклятые, Ровный. Через заповедник проходит миграционный путь водных и околоводных птиц, летящих вдоль северных берегов Евразии. Создан в 1996 году для сохранения и изучения природных комплексов арктического побережья Гыданского полуострова и Карского моря.

Заповедник Малая Сосьва расположен в юго-восточной части Северо-Сосьвинской возвышенности, в бассейне реки Малая Сосьва. Создан в 1993 году для сохранения и изучения типичных природных среднетаежных комплексов. Около 80 % территории заповедника занимают коренные елово-кедровые и сосновые леса.

Заповедник Юганский расположен на Среднеобской низменности, в верховьях реки Юган. Создан в 1981 году с целью сохранения западносибирских среднетаежных биогеоценозов со всей совокупностью их компонентов, для изучения в них естественного течения природных процессов и явлений и разработки научных основ охраны природы.

В предварительный список объектов природного наследия России включено Большое Васюганское болото.

5.5. СРЕДНЯЯ СИБИРЬ

Ландшафтная страна Средняя Сибирь расположена между долиной Енисея на западе и подножиями хребтов, входящих в Верхоянскую горную систему, а также в систему хребтов Сетте-Дабан, Улахан-Бом и Юдомо-Майское нагорье, на востоке. Юго-западная граница страны проходит по подножью Восточного Саяна, юго-восточная и южная – по подножью Приморского и Байкальского хребтов, Северо-Байкальского, Патомского, Олёкмо-Чарского и Алданского нагорий.

На севере Средняя Сибирь омывается водами арктических морей – Карского и Лаптевых. Крайняя северная точка страны, мыс Челюскин, совпадает с крайней материковой точкой РФ ($77^{\circ}43' \text{ с. ш.}$), крайняя южная точка располагается вблизи Иркутска, на широте $52^{\circ}36' \text{ с. ш.}$. Максимальная протяженность страны с севера на юг – около 2800 км, с запада на восток (на широте Якутска) – 2500 км. Площадь составляет около 4 млн км². Около 40 % всей территории при этом находится к северу от Северного полярного круга.

Примерно 70 % территории располагается на отметках выше 200 м и представляет собой сложное сочетание низких гор, плоскогорий, плато и возвышенных равнин. Западную часть страны занимает обширное Среднесибирское плоскогорье, высота которого постепенно снижается к востоку, к Центральноякутской низменности и долине реки Лены. Наибольшей высоты в пределах всей страны – 1678 м – достигает гора Камень на плато Путорана. На долю низменностей приходится около 30 % территории, наиболее обширная из них, Северо-Сибирская, отделяет Среднесибирское плоскогорье от гор Бырранга.

Особенности геологического строения и развития и их отражение в современном рельефе

Структурную основу большей части Средней Сибири составляет древняя Сибирская платформа. В ее пределах располагаются Среднесибирское плоскогорье, Лено-Ангарское плато, Приленское плато, Центральнаякутская равнина, долина реки Лены.

Алданское нагорье, сформировавшееся в пределах Алданского щита древней Сибирской платформы, по особенностям своего развития на неотектоническом этапе относится нами к Байкальской горной стране. На значительной части древней Сибирской платформы процесс формирования осадочного чехла, начавшийся в рифее, завершился еще в раннем палеозое, и с девона здесь уже преобладали процессы денудации. Процессы аккумуляции в основном протекали в пределах синеклиз. В юго-западной части платформы в венде – раннем кембрии существовал обширный солеродный бассейн. В девоне над Вилюйским авлакогеном формировалась Вилюйская синеклиза, осадконакопление в пределах которой с перерывами продолжалось и в мезозое, практически до конца мела. С начала палеогена и эта территория становится преимущественно ареной денудации.

В среднем карбоне заложилась Тунгусская синеклиза, заполненная отложениями тунгусской свиты. Нижняя часть этой свиты формировалась в озерно-болотных условиях и сложена песчаниками, конгломератами, углистыми сланцами, пластами каменного угля. Мощность продуктивной толщи достигает 1,5 км. Верхняя часть тунгусской свиты сформировалась в поздней перми – раннем триасе и представлена продуктами траппового магматизма. Наличие траппов – специфическая особенность древней Сибирской платформы, отличающая ее от древней Восточно-Европейской платформы. Продукты траппового магматизма – это эффузивные и интрузивные породы основного состава, образующие лавовые потоки и покровы, толщи туфов, пластовые интрузии (силлы), дайки, штоки. Устойчивые к выветриванию субгоризонтально залегающие пласты и силлы базальтов и габбро-диабазов образуют на склонах речных долин серии структурных террас – траппов (от швед. *trapp* – лестница).

Объем базальтов, излившихся в пермо-триасовое время в пределах Тунгусской синеклизы, оценивается в 1,2 млн км³, а занятая ими площадь – в 1,5 млн км² ¹³². После завершения траппового магматизма в триасе и до настоящего времени эта территория представляет собой область денудации.

В юго-западной части Средней Сибири, в предгорных прогибах, сформировавшихся у подножий Восточного Саяна в юре, и в тектонических прогибах, заложившихся в это время на других участках древней платформы, накапливались толщи терригенных, в том числе угленосных, отложений. К началу мелового периода процесс этот завершился и данная территория снова стала областью денудации. В юрское и меловое время морские отложения, за исключением Вилюйской синеклизы, накапливались лишь по периферии платформы – в Предверхоянском и Пясино-Хатангском (Лено-Хатангском) прогибах.

¹³² Красильников И.Н., Паланджян С.А. Геологическое строение России ...

Северо-Сибирская низменность, сформировавшаяся в пределах Пясино-Хатангского мезозойского прогиба на окраине древней платформы, отделяет ее от разновозрастных тектонических структур Таймыра. Согласно данным Л.П. Зоненштайна, М.И. Кузьмина и Л.М. Потапова, северная и центральная части Таймыра не являются частью древней Сибирской платформы, а представляют собой часть Арктиды – самостоятельного континента, существовавшего в раннем палеозое и вошедшего затем в состав Евроамерики¹³³. Южная часть Таймыра, в пределах которой располагается хребет Бырранга, – это зона столкновения на рубеже юры и мела Карского континентального блока Арктиды, включавшего современные Северную Землю, Центральный и Северный Таймыр, с пассивной окраиной Сибирской платформы¹³⁴.

Неотектонические движения на Сибирской платформе были более интенсивными, чем на Восточно-Европейской. Это нашло свое выражение в более высоком гипсометрическом положении ее поверхности, преобладании по площади высоких плато и равнин, глубоком эрозионном расчленении, достигающем на отдельных участках 400–500 м и более. На фоне общего поднятия в восточной части Средней Сибири, в низовьях Алдана, в неогене имело место опускание поверхности, компенсированное накоплением озерно-аллювиальных отложений мощностью более 1000 м.

В результате проявления неотектонических движений в рельефе поверхности обособились цокольное Анабарское плато, представляющее собой прямую унаследованную морфоструктуру; пластово-денудационные плато и возвышенности на субгоризонтально залегающих палеозойских и мезозойских осадочных породах (Оленёкское, Приленское, Ангаро-Ленское и Приангарское плато, Котуйско-Ессейская возвышенность и др.), являющиеся в одних случаях унаследованными, в других – обращенными морфоструктурами; вулканические плато Путорана, Сыверма, Тунгусское. Вулканические плато приурочены в основном к Тунгусской синеклизе. Это обращенные (инверсионные) морфоструктуры. В одних случаях поверхности таких плато – частично размытые лавовые покровы (плато Путорана), в других это пластовые интрузии, траппы (Тунгусское плато). Наибольшее поднятие испытало плато Путорана, поверхность которого в основном имеет отметки более 1000 м. Сложено оно переслаивающимися пластами плотных лав и менее прочных туфов. Траппы Тунгусского плато представляют собой отпрепарированные денудацией пластовые интрузии (силлы), более плотные, чем вмещающие их осадочные породы, образующие на междуречьях и в долинах структурные террасы.

Ангаро-Ленское плато – инверсионная морфоструктура, сформированная в пределах Ангаро-Вилуйского прогиба. Инверсионной морфоструктурой является и Приангарское плато. Оленекское плато соответствует унаследованно развивающемуся Оленёкскому поднятию. В южной части Таймыра возникли возрожденные складчато-глыбовые горы с высотами до 1000 м. В пределах длительно прогибавшейся Вилуйской синеклизы образовалась Центрально-якутская низменная аккумулятивная равнина – прямая по отношению к синеклизе морфоструктура.

¹³³ Зоненштайн Л.П., Кузьмин М.И., Потапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР ...

¹³⁴ Красильников И.Н., Паланджян С.А. Геологическое строение России ...

Таким образом, на неотектоническом этапе в пределах Средней Сибири обособились крупные неровности земной поверхности, отличающиеся друг от друга составом горных пород, густотой и глубиной эрозионного расчленения, особенностями проявления современных рельефообразующих процессов, климатическими условиями, что, в свою очередь, обусловило образование современных региональных ландшафтов.

В плейстоцене в Средней Сибири, в отличие от Русской равнины, крупные ледниковые покровы не формировались. Ледники покровного, полупокровного и долинного типов в среднем и позднем плейстоцене существовали на плато Путорана, о чем свидетельствуют ледниковые отложения на поверхностях междуречий, наличие каров, цирков, троговых участков долин. Такие же следы ледниковой деятельности отмечаются в горах Бырранга и на Анабарском массиве¹³⁵. По северной периферии Северо-Сибирской низменности, у подножия гор Бырранга, располагаются конечно-моренные валы и ледниковые озера.

В холодные эпохи плейстоцена основная часть Средней Сибири, а это 90 % всей площади страны, находилась за пределами областей оледенений в перигляциальных условиях. Холодный и сухой климат способствовал глубокому промерзанию грунтов и формированию многолетней мерзлоты, широкому развитию всего спектра криогенных процессов – морозного выветривания, солифлюкции, пучения грунтов, термокаста. На надпойменных террасах, сложенных песками, развивались эоловые процессы, в южной части страны на междуречьях сформировались покровы лёссовидных суглинков. В более теплые межледниковые эпохи плейстоцена и в голоцене мерзлота в той или иной степени деградировала, но полностью не исчезала. И в холодные, и в относительно теплые эпохи практически повсеместно сохранялись континентальные и резко континентальные условия, о чем, в частности, свидетельствуют карбонатность и засоление покровных суглинков.

Изменение климата на фоне обособившихся крупных неровностей земной поверхности отражалось на региональных особенностях ландшафтов зон, морфологической структуре отдельных ландшафтов.

Климат и связанные с ним природные явления

Климат Средней Сибири – континентальный в северо-западной части и резко континентальный на остальной территории, что определяется ее географическим положением, особенностями барического поля по сезонам и циркуляцией воздушных масс, особенностями строения рельефа.

Средняя Сибирь располагается в северной части огромного материка, на удалении 5,0–7,5 тыс. км от Атлантического океана. Зимой над частью Средней Сибири, расположенной к югу от Северного полярного круга, формируется область высокого давления, что обуславливает антициклональный режим погоды и господство холодного сухого континентального воздуха. Циклоническая деятельность проявляется в основном на северо-западе региона. Летом в пределы

¹³⁵ Воскресенский С.С. Геоморфология СССР ...

Средней Сибири практически беспрепятственно проникает сухой и холодный арктический воздух. С юга, юго-востока и востока Среднюю Сибирь обрамляют горные сооружения, которые препятствуют проникновению в ее пределы в теплое время года воздушных масс с территории Монголии, Китая и с Тихого океана. Наибольшей континентальностью отличается Центральная Якутская низменность, расположенная в восточной части страны, где в течение всего года господствуют местные воздушные массы, выпадает менее 350 мм осадков, а амплитуда максимальных и минимальных температур превышает 100 °С. На западе страны континентальность климата не столь резко выражена, как на востоке, что связано со значительной средней высотой поверхности (от 400 до 1000 м), и значительным, до 600 мм и более (на плато Путорана), количеством осадков, приносимых циклонами с запада и северо-запада.

Годовой радиационный баланс на побережье моря Лаптевых равен всего 14 ккал/см², в Якутске – 27 ккал/см², в Ангарске – 33 ккал/см². С октября по март повсеместно, за исключением Приангарья, радиационный баланс отрицательный.

Минимальных значений, ниже минус 40 °С, средние январские температуры достигают на востоке страны и в пределах депрессий. В ее северной и северо-западной частях средние январские температуры повышаются до минус 32 °С, в западной, вблизи долины Енисея, – до (–30...–28) °С, в юго-западной, в Приангарье, – до минус 26 °С. Температура воздуха в теплое время года, в том числе средняя июльская, определяется рельефом поверхности. В депрессиях и в глубоких речных долинах она выше, чем на соседних высоких плато. В пределах Центральной Якутской низменности, к северу от 60-ой параллели, средняя июльская температура достигает +18,5 °С, что на 2–3 °С больше среднеширотной и на 4–5 °С выше, чем на расположенных к западу от нее Вилюйском плато с высотами 600–800 м и плато Сыверма с высотами до 1000 м. Годовая амплитуда температур воздуха в Якутске достигает 62 °С. Среднегодовые температуры воздуха в Средней Сибири повсеместно отрицательные (на мысе Челюскин минус 15,6 °С, в Якутске минус 10,2 °С, в Братске минус 2,6 °С), что является основным условием повсеместного распространения многолетней мерзлоты.

Многолетняя мерзлота на территории Средней Сибири формировалась в течение всего плейстоцена и в голоцене¹³⁶. Южная граница сплошной мерзлоты с отдельными таликами проходит примерно по 64-й параллели (по широтным отрезкам долин рек Нижняя Тунгуска и Вилюй). Мощность мерзлых толщ здесь в среднем составляет от 400 до 600 м, а местами, как, например, в бассейне реки Мархи, доходит до 1500 м. Температура мерзлых грунтов в зоне ее нулевых годовых колебаний на глубине 10–15 м составляет от минус 5 до минус 10 °С, местами (на Таймыре и в бассейне реки Мархи) – ниже (–12...–14) °С. Мощность сезонноталого (деятельного) слоя увеличивается с севера на юг от 0,2–0,4 м в горах Бырранга и на Северо-Сибирской низменности до 0,5–0,8 м в бассейнах рек Нижняя Тунгуска и Вилюй.

Южнее, в зоне таликовой мерзлоты, мощность мерзлых пород сокращается до 200–100 м и менее. Температура мерзлых пород на глубине 10–15 м в зоне

¹³⁶ Основы геоэкологии ...

нулевых колебаний составляет от минус 2 до минус 5 °С. Под днищами долин многолетняя мерзлота отсутствует. Мощность сезонноталых грунтов в зависимости от их состава, характера растительного покрова и экспозиции склонов увеличивается до 1,0–1,5 м.

В бассейне реки Ангары мощность многолетней мерзлоты не превышает 25 м. Здесь располагаются отдельные массивы – «острова» многолетнемерзлых пород, занимающие до 50 % всей территории. Глубина сезонного протаивания достигает тут 1,5 м, а температура мерзлых пород в зоне нулевых колебаний изменяется от минус 0,5 до минус 3 °С.

Летом в основании деятельного слоя температура талых грунтов чуть выше 0 °С, а сами грунты переувлажнены, что обуславливает концентрацию живых организмов, в том числе корневой системы растений, в приповерхностной, в достаточной степени прогреваемой и аэрируемой части деятельного слоя, на глубинах от 0,1 до 0,4 м. Любые нарушения гидротермического режима на участках, сложенных многолетнемерзлыми песчано-глинистыми породами, приводит к развитию криогенных процессов – пучению грунтов, термокарсту, термоэрозии. Процессы солифлюкции на склонах в сезонноталом слое можно рассматривать как фоновые. При наличии наклонных поверхностей в талых песчано-глинистых грунтах они с той или иной интенсивностью развиваются повсеместно.

Кровля мерзлых пород служит водупором. Талые снеговые воды весной на междуречьях в грунты практически не просачиваются, что обеспечивает очень высокий, до 0,6–0,8, коэффициент стока, а вместе с тем и многоводность рек в это время года. Большинство рек Средней Сибири питается преимущественно талыми снеговыми водами, в меньшей мере – летне-осенними дождевыми осадками. Доля грунтового питания из-за наличия многолетней мерзлоты не превышает 8 %. В бассейне Ангары, где мерзлота имеет островной характер, доля грунтового питания достигает 10 % и более. Сток за теплый период составляет до 90 % годового, на зиму же приходится не более 10 %. В малых реках с площадью бассейна в сотни–первые тысячи квадратных километров в холодное время года сток, как правило, отсутствует. Основная масса воды стекает в реки в период половодья, в мае, а на севере региона – в июне. Снежный покров сходит очень быстро, что приводит к столь же быстрому подъему воды в реках. На Лене в ее среднем течении подъем воды достигает 10 м, на Нижней Тунгуске – 20–25 м.

Замерзают реки в октябре–ноябре. На малых и средних реках ледоставу предшествует образование донного льда, обволакивающего снегообразной массой гальку и валуны в русле, и шуги. Донный лед и шуга постепенно заполняют почти все русло, образуя зажоры, вызывающие подъем уровня воды. На поверхности образование льда происходит на несколько дней позже. На крупных реках ледостав, как правило, начинается после того, как образовался лед на их притоках.

Самая большая река Средней Сибири – Лена. Длина ее составляет 4400 км. В верховьях это типичная горная река, с порогами и быстрым течением. Ниже впадения Витима и Олёкмы Лена приобретает равнинный характер. Средний

расход воды вблизи ее устья равен $16300 \text{ м}^3/\text{с}$. Ежегодно Лена выносит в море Лаптевых более 15 млн т наносов, идущих на формирование дельты, площадь которой в настоящее время достигает 32 тыс. км².

Река Ангара, вытекающая из озера Байкал и впадающая в Енисей вблизи города Лесосибирска, в своих верховьях отличается равномерным расходом в течение всего года. Даже в период снеготаяния уровень воды в реке поднимается не более чем на 2–4 м. Вытекающая из Байкала вода в августе, самом теплом месяце года, имеет температуру не выше $+8 \text{ }^\circ\text{C}$. Зимой поступление относительно теплой воды из Байкала задерживает здесь ледостав до января. Ниже порогов, располагающихся в ее среднем течении, Ангара принимает ряд притоков, несущих воды с Восточного Саяна. Регулирующее влияние Байкала здесь не сказывается. Сезонные колебания уровня воды в реке достигают 6 м и более, летом температура воды доходит до $+14 \text{ }^\circ\text{C}$. Ангара на этом участке замерзает в ноябре и вскрывается, как и другие реки Средней Сибири, в мае.

Озера в Средней Сибири не так многочисленны, как в Западной Сибири. Основная их часть расположена в пределах Северо-Сибирской и Центрально-якутской низменностей. Здесь абсолютно преобладают небольшие по площади и неглубокие термокарстовые озера. До 30 тысяч таких озер насчитывается в дельте Лены. Самое большое озеро региона – Таймыр, расположенное на южной периферии гор Бырранга. Во время половодья, в мае–июне, площадь озера достигает 4650 км^2 , осенью сокращается почти на треть.

В пределах плато Путорана располагается группа значительных по площади, глубоких ледниково-тектонических озер – Пясино, Лама, Кета, Хантайское. Длина их достигает 100–120 км при ширине от 2 до 15 км, глубина – 200 м.

Болот в Средней Сибири значительно меньше, чем на соседней Западно-Сибирской равнине. Этому способствуют значительная приподнятость поверхности, относительно густое эрозионное расчленение (в среднем $0,2 \text{ км}/\text{км}^2$) и, соответственно, сокращение площади плоских слабодренированных междуречий. На значительных площадях в бассейнах Вилюя и Лены формированию болот препятствует наличие открытого и закрытого карста. И хотя здесь эрозионная сеть разрежена, талые снеговые и дождевые воды активно поглощаются закарстованной поверхностью известняков, что препятствует переувлажнению грунтов даже при наличии многолетней мерзлоты.

Особенности ландшафтной структуры

В пределах Средней Сибири, несмотря на ее большую протяженность с севера на юг, спектр ландшафтных зон, в отличие от Западной Сибири и Русской равнины, предельно сужен. Здесь выделяется всего три ландшафтные зоны – тундровая, лесотундровая и таежная, что связано с континентальностью климата и с не столь значительными, как на Русской и Западно-Сибирской равнинах, различиями в гидротермических условиях на пространстве от Северо-Сибирской низменности до гор Юга Сибири.

Таймырский полуостров с горами Бырранга и восточная часть Северо-Сибирской низменности с кряжами Прончищева и Чекановского заняты тундровыми ландшафтами. Южная граница тундровой зоны проходит севернее города Дудинки (69°50' с. ш.), через устье левого притока Хатанги – реки Новой (72°30' с. ш.) и выходит к долине реки Оленёк по 72° с. ш. Ширина зоны на меридиане мыса Челюскин – около 600 км, в устье Оленька – 100 км. Для нижних участков склонов гор Бырранга характерна каменистая тундра, сменяющаяся выше холодными гольцовыми пустынями и нивально-гляциальными комплексами в наиболее приподнятой части горных сооружений. Горные тундры преобладают и в пределах кряжей Прончищева и Чекановского. Большую часть Северо-Сибирской низменности занимает типичная тундра, в меньшей мере – северная и южная тундры, местами заболоченные, с большим количеством термокарстовых и старичных озер в долинах рек.

Арктическая тундра – это чередование полигональных тундр с осоково-пушицевыми болотами. Трещины вокруг полигонов заняты лишайниками и мхами, полярной ивой, камнеломками. По берегам озер растут осоки. На низменном побережье на засоленных в различной степени почвах растут осоки, фицисия холодная, вейник щучковидный, звездчатка приземистая, лапчатка и др.

Типичная тундра – мохово-лишайниковая. Здесь встречаются многочисленные виды зеленых мхов и лишайники (цетрария, тамнолия). Из травянистых растений наиболее распространены осока гиперборейская, мытник лапландский, дриада точечная, клайтония арктическая, камнеломка, вейник арктический и др. Кустарничковый ярус образуют багульник, березка тощая, кассиопея четырехгранная, голубика, брусника. Значительные пространства занимают мохово-осоковые и осоково-пушицевые болота.

Южная тундра – кустарниковая. Высота и густота кустарников, представленных березкой тощей (ерником), ивами и ольховником, увеличиваются к югу. Ерники, как правило, занимают относительно приподнятые участки, а ивняки – пониженные, хуже дренированные. Под пологом кустарников, во втором ярусе, растут хвощ, валериана, мытник, грушанка и др. На пониженных участках пойм кустарники уступают место кочкарникам с осоками, пушицей, сабельником, мхами. Плоские междуречья заняты ерниками на торфянисто-глеевых супесчаных или суглинистых почвах, чередующимися с участками мохово-лишайниково-кустарничковой тундры и болотами.

Лесотундровые ландшафты неширокой полосой от 50 до 150 км протягиваются по южной периферии Северо-Сибирской низменности и северному краю Среднесибирского плоскогорья. Древостой, представленный лиственницей даурской, занимает не более 30 % площади. Для низкорослых деревьев характерны узкие малоразвитые кроны, почти не дающие тени, и разреженность. Кроны деревьев не сомкнуты, корни же, располагающиеся в приповерхностной части сезонно-талого слоя, сомкнуты. Развита кустарничковая тундра, представленная багульником, березкой тощей, ольховником, ивой. Обычны кустарнички – голубика, брусника. Леса обычно располагаются полосами вдоль бровок речных террас и по склонам долин. На защищенных от ветров участках они проникают далеко на север (по долине реки Попигай до широты 72°50' с. ш.).

Хорошая освещенность редколесий способствует произрастанию светолюбивых лишайников рода кладонии, в меньшей мере – цетрарии и алектории. Местами, там, где он не стравливается оленями, лишайниковый покров достигает значительной мощности, образуя сплошной покров. На междуречьях доминируют мохово-лишайниковые и кустарниковые ивняково-ерниковые тундры. Под тундровой растительностью на глинистых и суглинистых грунтах формируются тундрово-глеевые почвы. На песках и щебнистом элювии следы оглеения в почвах отсутствуют, а гумусовый горизонт достигает мощности 15–20 см. Для плоских недренированных участков характерны плоскобугристые болота, а также массивы крупночешуйчатых (220–50 м в поперечнике) полигональных почвогрунтов, местами лишенных растительного покрова. На склонах крутизной более 2° развиваются процессы солифлюкции, активно формируются делли.

Большую часть Средней Сибири (почти 70 % всей площади) занимают таежные ландшафты. Ширина таежной зоны на 105-м градусе восточной долготы достигает 2000 км, что вдвое больше, чем на Русской равнине и в Западной Сибири. Таежные ландшафты в Средней Сибири распространены на 200–300 км севернее, чем на соседней Западно-Сибирской равнине. Связано это с тем, что в пределах Средней Сибири материк выдвинут в сторону Северного Ледовитого океана значительно дальше, чем на Западно-Сибирской равнине. Климат здесь более континентальный, поверхность меньше обводнена, что снижает затраты тепла на испарение. Как следствие, по сравнению с Западно-Сибирской равниной июльские изотермы (+10...+12) °С на 200–300 км смещаются к северу. Лето в Средней Сибири на широте 68–69° с. ш. более теплое и более сухое, чем в южной части Ямала и Тазовского полуострова на широте Полярного круга в Западной Сибири.

На юго-западе ландшафтной страны таежные ландшафты достигают предгорий Восточного Саяна, где их по относительно пониженным участкам сменяют острова лесостепи и степей. Продвижение таежных ландшафтов в пределах Средней Сибири к югу на 300–400 км по отношению к соседней Западной Сибири связано со значительной высотой располагающихся здесь Бирюсинского плато (до 600 м и более), Ковинской гряды (648 м), Ангарского кряжа (до 980 м), отдельных участков Иркутско-Черемховской равнины, приподнятых до высоты более 600–700 м, что обеспечивает относительное понижение, до (+17...+14) °С, июльских температур, а также достаточное и избыточное увлажнение. Данные гидротермические условия являются оптимальными для формирования здесь таежных ландшафтов.

Выделяются три подзоны: северная тайга, средняя тайга и южная тайга с лесостепными островами в бассейне реки Ангары.

Северотаежные леса распространены в северной части Среднесибирского плоскогорья, где занимают плато Путорана, плато Сыверма, северную часть Тунгусского плато, Вилюйское плато, Анабарское плато, высокие равнины в бассейне реки Оленёк. Здесь преобладают редкостойные леса из даурской лиственницы на каменистых горно-подзолистых и мерзлотно-таежных почвах. На северной границе таежной зоны леса поднимаются по склонам горных массивов до высот 300–350 м в пределах плато Путорана и до 350–500 м на Ана-

барском плато. В северной части Тунгусского плато редкостойные лиственничные леса поднимаются до высоты 800–900 м, на Вилуйском плато – до 900 м.

Среднетаежные леса в бассейне Нижней Тунгуски простираются до 62–64° с. ш., восточнее, в бассейне Вилуя, – до Полярного круга. В западной части страны, в бассейнах рек Нижняя и Подкаменная Тунгуски, они представлены лиственницей сибирской, в восточной, в бассейне Вилуя, – лиственницей даурской, произрастающими на каменистых мерзлотно-таежных почвах. Под пологом леса обычны заросли багульника, голубики, брусники. Значительные площади занимают вторичные березовые и березово-осиновые леса. На западе страны по долинам рек, расчленяющих Тунгусское и Заангарское плато, растут темнохвойные леса из пихты, ели и кедра. Плоские слабодренированные участки междуречий в той или иной мере заболочены. На таких участках формируются ерниковые и осоково-моховые болота.

Южнотаежные леса распространены в бассейнах Ангары и Верхней Лены. Здесь доминируют сосновые и сосново-лиственничные леса на дерново-подзолистых, горно-подзолистых и горно-мерзлотно-таежных карбонатных почвах. Кустарниковый ярус, типичный для среднетаежных лесов, в южной тайге замещается травяным. Наибольшие площади сосновые и сосново-лиственничные травяные боры занимают в бассейне реки Ангары. Наиболее приподнятые и лучше увлажненные участки междуречий с отметками более 450 м заняты темнохвойными лесами из ели, кедра, местами пихты. В пределах Иркутско-Черемховской равнины в котловинообразных понижениях и долинах рек, для которых характерно недостаточное увлажнение, располагаются лесостепные «острова» (Красноярский, Канский, Тулунский и Иркутско-Балаганский). Для них характерны луговые степи, остепненные луга на оподзоленных и выщелоченных черноземах и участки березовых и сосново-лиственничных лесов на серых лесных глееватых почвах.

Наряду с широтной (зональной) дифференциацией на участках с высотами более 300–500 м на севере страны и 900 м на ее юге выражена высотная дифференциация ландшафтов.

В горах Бырранга горные тундры в долинах рек поднимаются по склонам до высоты 250–300 м. Выше располагаются арктические горные пустыни с каменистыми осыпями, с редкими куртинами лишайников, арктических трав и зеленых мхов, которые начиная с высоты 400 м уступают место гольцам и нивально-гляциальным ландшафтам (в восточной части гор Бырранга).

По северной периферии плато Путорана зональные лесотундровые ландшафты поднимаются по склонам речных долин до отметок 250–350 м. Выше, до отметок 500–550 м, располагаются горные тундры, которые сменяются холодными горными пустынями-гольцами. Горные тундры и гольцы занимают 75 % площади всего плато.

На расположенном в зоне тайги Тунгусском плато северотаежные лиственничные леса на участках с высотами 650–700 м уступают место горным тундрам.

В наиболее приподнятой части Енисейского кряжа (массив Енашимский Полкан, 1125 м) горно-таежные ландшафты на высотах 850–900 м сменяются поясом пихтового стланика, который на высоте 900 м уступает место зарослям ерника, а выше 1000 м – гольцам.

В пределах Центральноякутской низменности в условиях теплого и сухого лета при дефиците влаги на покровных лёссовидных суглинках произрастает остепненная лиственничная (брусничная и травяная) тайга с участками солончаковых лугов и лугостепей и большим количеством термокарстовых озер.

Наряду с климатом, наличием мерзлоты и рельефом факторами ландшафтной дифференциации в Средней Сибири на региональном уровне являются особенности геологического строения территории и состав залегающих с поверхности горных пород. Так, лавовые покровы и толщи вулканических туфов в пределах плато Путорана, плато Сыверма и Тунгусского плато обусловили формирование траппов и, соответственно, ступенчатость междуречий и склонов речных долин. Интрузии, прорывающие толщи эффузивных пород, отпрепарированные в результате селективной денудации, возвышаются над лавовыми плато в виде отдельных останцов и массивов. Процессы криогенного выветривания плотных кристаллических пород обусловили образование обширных курумов, на которых формируются скелетные и мерзлотно-таежные щебнистые почвы укороченного профиля. Пластово-моноклиналиные Приленские равнины, сложенные известняками, сильно закарстованы. На известняках формируются дерново-карбонатные почвы, на которых произрастают травяные сосново-лиственничные, местами еловые, леса.

Физико-географические области

В пределах ландшафтной страны Средняя Сибирь по выраженности в рельефе и ландшафтными особенностями выделяются пятнадцать физико-географических областей (рис. 6): Таймырская (1), Северо-Сибирская (2), Путоранская (3), Анабарская (4), Оленёкская (5), Тунгусская (6), Верхневилуйская (7), Вилюйско-Мархинская (8), Центральноякутская (9), Приленская (10), Алданская (11) Ангаро-Тунгусская (12), Лено-Ангарская (13), Приенисейская (Енисейского кряжа) (14), Присаянская (15).

Таймырская область (1) занимает северную часть Таймырского полуострова, протягиваясь на 1000 км в полосе шириной от 100 до 300 км от Енисейского залива Карского моря на юго-западе до моря Латпевых на северо-востоке. Прибрежная часть области представляет собой преимущественно низменную цокольную равнину шириной от 10 до 40 км, местами с останцовыми массивами высотой 300–370 м (полуостров Челюскин). Непосредственно с поверхности либо под маломощным чехлом морских четвертичных отложений залегают кристаллические сланцы протерозойского возраста, прорванные интрузиями гранитов. В бассейне реки Нижняя Таймыра под толщей четвертичных осадков залегают меловые отложения, заполняющие мезозойский прогиб. Побережье осложнено многочисленными заливами и небольшими полуостровами. Наиболее крупный из них – полуостров Челюскин с мысом того же названия, который является крайней северной материковой точкой Евразии. К югу от низменного Берега Харитона Лаптева располагается обширное (300 x 70 км) цокольное плато на протерозойских породах с отметками поверхности от 200 до 454 м, густо расчлененное долинами рек, врезаемыми на глубину до 150 м и более.



Рис. 6. Физико-географические области Средней Сибири

Южнее через весь Таймыр с юго-запада на северо-восток протягиваются структуры герцинского возраста, сложенные толщами палеозойских пород. Самые древние из них – ордовикские – залегают по северной периферии, а самые молодые – пермские угленосные – по южной периферии гор Бырранга. К пермским толщам с юга примыкают, а местами перекрывают их вулканогенные породы триасового возраста.

Горы Бырранга – складчато-глыбовые образования, сформировавшиеся на неотектоническом этапе развития территории. На участке между Енисейским

заливом и долиной реки Пясины в рельефе выражены две субпараллельные гряды, расчлененные на отдельные массивы и сопки с полого-выпуклыми или плоскими вершинами с высотами от 200 до 409 м. Восточнее реки Пясины располагаются три параллельные гряды, отделенные друг от друга долинами рек: Геологическая (максимальная отметка 506 м), Бегичева (555 м) с ее продолжением грядой Топографической (596 м) и самая южная и наиболее высокая Главная гряда с отметками вершин до 600–671 м. Гряды расчленены на отдельные массивы и сопки с уплощенными вершинами. Глубина долин, расчленяющих гряды, – от 100 до 250–300 м. В восточной, наиболее высокой, части гор Бырранга выделяется более десятка гряд с высотами от 400–700 м на севере до 1000 м и более в центре и на юге. Здесь располагается и самая высокая вершина гор Бырранга – гора Ледяная, с отметкой 1119 м. Для северных, относительно сниженных, гряд характерны плоские вершинные поверхности, а для наиболее высоких, испытавших плейстоценовые оледенения, – островершинные гребни. Склоны их осложнены карами, цирками и троговыми долинами. В районе горы Ледяной располагаются современные ледники, площадь которых составляет около 30,5 км². Гряды сложены толщами пермских песчаников и аргиллитов со слоями углей и триасовыми эффузивами, подстилаемыми нижнепалеозойскими отложениями. Вдоль южного уступа гор Бырранга к востоку от озера Таймыр вскрываются юрские отложения.

Зима в Таймырской области продолжительная, до 10 месяцев, и холодная, ветреная. Средняя январская температура равна (–30...–34) °С. Снежный покров появляется во второй половине сентября и сохраняется почти до конца июня. Толщина снежного покрова в защищенных от ветра местах, в том числе в долинах, достигает 60 см, на наветренных участках – 10–30 см. Лето короткое и холодное. Средняя температура июля на мысе Челюскин составляет +0,8 °С, на юге области – (+4...+6) °С. В долинах, в ветровой тени, за короткое холодное лето снежный покров не везде успевает полностью растаять. Среднегодовая температура воздуха отрицательная – от минус 14 до минус 16 °С. Среднегодовое количество осадков колеблется от 300–350 мм на востоке области до 500 мм на западе и в горах Бырранга. В теплое время года, отличающееся пасмурной погодой с туманами, выпадает до 50 % всех осадков.

Повсеместно распространена сплошная низкотемпературная мерзлота. Глубина сезонного протаивания на севере области и в горах не превышает 20 см, на юге достигает 40–60 см. В результате криогенного выветривания на плотных кристаллических породах формируются курумы. На склонах в сезонно протаивающей тоще грунтов развиваются процессы солифлюкции. На прибрежных низменностях в глинистых грунтах и торфяниках широко распространены линзы и клинья ископаемого льда мощностью до 40 м. Обычны бугры пучения, в том числе булгуняхи, высотой до 15 м и диаметром до 100 м, полигональные и пятнистые тундры, полигональные болота.

Таймырская область расположена в подзоне арктических тундр, занимающих прибрежные низменности, днища речных долин и подножия гор до высоты 200–250 м. По северной периферии гор Бырранга у подножий склонов распространены арктические тундры на тундровых арктических почвах, по их южной

периферии развиты моховые лишайниковые и кустарничковые тундры на тундровых глеевых почвах. На высоте 200–250 м тундры сменяются горными арктическими пустынями, которые в наиболее приподнятой северо-восточной части гор Бырранга на высоте 800–900 м уступают место нивально-гляциальным ландшафтам.

Северо-Сибирская область (2) расположена между горами Бырранга на севере и Среднесибирским плоскогорьем на юге, к северу от 70–72-й параллелей, полосой шириной от 300–350 км между Енисеем и Хатангой и 100–250 км восточнее Хатанги, протягивается от Енисея до Лены на 1600 км и включает Северо-Сибирскую низменность, кряжи Прончищева и Чекановского, а также дельту реки Лены. В тектоническом отношении области соответствует Пясино-Хатангский прогиб, заполненный мощной, до 5 км и более, толщиной мезозойских морских и континентальных отложений, залегающих на палеозойском основании. Комплекс пород мезозойского возраста практически повсеместно перекрыт морскими и континентальными отложениями четвертичного возраста мощностью от первых метров до 100–150 м.

Северо-Сибирская низменность представляет собой холмисто-увалистую, местами плоскую равнину с высотами на большей части от 50 до 200 м. В ее пределах располагается несколько холмистых гряд – гербеев, вытянутых на десятки километров, и плосковершинных возвышенных массивов – тасов, с высотами до 150–250 м и более, сложенных мезозойскими и палеозойскими породами (в частности, Киряка-Тас высотой до 608 м в 50 км к югу от озера Таймыр). На востоке страны над поверхностью Северо-Сибирской низменности поднимаются невысокие кряжи Прончищева (до 315 м) на левобережье реки Оленёк и Чекановского (до 539 м) на его правобережье, сложенные палеозойскими (пермскими) и мезозойскими (триасовыми, юрскими и меловыми) породами. Оба кряжа представляют собой куэсты с крутыми северо-восточными и пологими юго-западными склонами, расчлененными густой сетью коротких, 20–50 км, глубоких крутосклонных долин малых рек.

Ведущую роль в эволюции современного рельефа играют флювиальные и криогенные процессы, активно развивающиеся в теплое время года. Эрозия и аккумуляция наиболее интенсивно проявляются в период весенне-летнего половодья. В результате сезонного промерзания–протаивания глинистых грунтов формируются полигональные поверхности с ортогональной системой трещин с ледяными клиньями в них, образующей полигоны до 20–60 м в поперечнике; появляются многочисленные буры пучения, в том числе булгунняхы относительной высотой от 10 до 40 м и диаметром до 100–150 м. На щебнисто-глинистых грунтах формируются каменные «кольца», «венки», «гирлянды». По склонам долин при активном развитии процессов солифлюкции формируются натечные террасы, формируются полосы крупнообломочного материала, «выжимаемого» на поверхность. Вытаивание льда в трещинах на склонах приводит к образованию оврагов, вытаивание грунтового льда на пониженных участках – к появлению термокарстовых озер.

Для Северо-Сибирской низменности характерны долгая холодная зима и короткое относительно теплое для этих широт лето. Зима длится 8–9 месяцев. В западных районах, где сказывается влияние циклонов арктического фронта, средние январские температуры составляют ($-28...-30$) °С, в восточных, куда циклоны зимой практически не проникают, они понижаются до минус 35 °С. Годовая сумма осадков в бассейне реки Пясины составляет от 350 до 500 мм, в бассейне реки Хатанги – от 220 до 350 мм, в дельте Лены – менее 200 мм. Доля зимних осадков не превышает 30 % всей их суммы. Устойчивый снежный покров на севере низменности формируется во второй половине сентября, на юге – в середине октября. Сходит снег на севере низменности в июне, на юге – к концу мая. Июльские температуры июля изменяются от ($+4...+6$) °С на севере низменности до ($+10...+12$) °С на юге. Продолжительность вегетационного периода даже на юге низменности не превышает 80 дней. Заморозки и снегопады возможны в любой из летних дней. Вместе с тем при адвекции теплого воздуха с юга Средней Сибири и Казахстана в условиях антициклональной погоды и полярного дня температура воздуха в июле в отдельные дни может повышаться до $+30$ °С.

В теплое время года при малом испарении не превышающем в сумме 50 мм, территория избыточно увлажнена. Как следствие, реки здесь многоводны, многочисленны озера, значительные площади занимают заболоченные участки. Северо-Сибирскую низменность дренируют реки Пясины, Хатанга, Верхняя Таймыра, Анабар, Оленёк, сток в которых продолжается и зимой, и их многочисленные притоки, сток в которых в холодное время года, как правило, отсутствует. Распределение стока по сезонам крайне неравномерное. С ноября по апрель сток крупнейших рек региона не превышает 5 %, на период весенне-летнего половодья приходится до 70 % стока, на летне-осенний период – 25–30 % стока. К осени реки сильно мелеют. Ледостав начинается в конце сентября, вскрываются реки в июне.

В Северо-Сибирской области много озер, в большинстве своем небольших по площади термокарстовых и старичных, зимой промерзающих до дна. Около 30 тыс. озер располагается в дельте Лены. Есть и крупные проточные озера – подпрудные и тектонические, с площадью в несколько десятков (Пуринское 1-е и Пуринское 2-е в бассейне реки Пуры, Логата в бассейне реки Логаты, Кокаро в бассейне реки Хатанги и др.) и даже сотен (Лабаз в бассейне реки Хеты) квадратных километров. Вода в озерах ультрапресная, с минерализацией менее 100 мг/л.

В пределах Северо-Сибирской области господствуют тундровые ландшафты, и лишь ее южная периферия располагается в лесотундре. Северная часть области занята мохово-лишайниковыми тундрами на тундрово-глеевых почвах, а южная – кустарниковыми (ерниково-ивняковыми) тундрами и лесотундровыми редколесьями из даурской лиственницы на глеево-мерзлотно-таежных почвах. Гербеи и тасы, расположенные в подзоне мохово-лишайниковых тундр, в их привершинных частях покрыты чехлом крупнообломочного материала. Растительный покров здесь мозаичный и занимает не более половины всей площади. По склонам холмов и гряд распространены осоково-дриадовые и мохово-лишайниковые тундры на щебнистых тундрово-глеевых почвах. По понижениям располагаются осоково-дриадовые и пушицево-моховые болота. По поймам рек на прирусловых валах и по уступам террас встречаются разнотравно-злаковые

луговины из крупки, кисличника, проломника, астрагала, стелларии, мытника, лисохвоста, овсяницы, мятлика и др. Для более узкой по сравнению с типичной южной, кустарниковой, тундры характерны ерники, ивняки, местами ольховники. Здесь много ягодных кустарничков. По площади преобладают участки лишайниковых, главным образом электориевых, тундр. Избыточно увлажненные участки заняты моховыми и кочкарными пушицевыми тундрами. Кустарничковая тундра по долинам рек проникает далеко на север.

Лесотундровые редколесья дальше всего на север, до 72-й параллели, заходят по долине реки Хатанги и долинам ее притоков. Самый северный участок леса в Средней Сибири (и вообще на Земле) находится на террасе в долине реки Лукунской (72°34' с. ш.). Существование на этих широтах древесной растительности возможно здесь из-за относительно высоких ((+10...+12) °С) летних температур и сухости воздуха.

Путоранская область (3) расположена в северо-западной части Среднесибирского плоскогорья. С запада, севера и востока область ограничена тектоническими уступами относительной высотой 300–500 м (местами более), расчлененными многочисленными узкими и глубокими речными долинами. На юге граница области проходит примерно по Полярному кругу, к северу от которого располагается система ледниково-тектонических озерных котловин, расчленяющих южный край плато Путорана, а к югу – плато Сыверма, являющееся составной частью Тунгусской области. Это самая возвышенная и наиболее глубоко расчлененная часть Среднесибирского плоскогорья с отметками высот междуречий на большей части плато Путорана более 1000 м. Максимальной высоты 1678 м достигает гора Камень.

В рельефе Путоранская область выражена куполообразным поднятием, расчлененным системой центробежных речных долин, расходящихся от центральной, наиболее приподнятой, части плато Путорана к его периферии. Глубина речных долин достигает 800–1000 м. Склоны долин на большем их протяжении крутые, часто ступенчатые, что связано с переслаиванием устойчивых к выветриванию и денудации диабазов и базальтов и относительно легко разрушаемых вулканических туфов. Относительная высота уступов таких ступеней составляет от 2 до 50 м, а их количество местами достигает 25. По долинам в среднем и позднем плейстоцене спускались ледники, придавшие им форму трогов. Вершинные поверхности междуречий плоские, бронированные покровами базальтов или диабазов, с прерывистым маломощным чехлом ледниковых отложений. В верхних звеньях речных долин, обработанных ледниками, повсеместно распространены ледниковые отложения, много небольших ледниковых озер.

В западной части Путоранской области широкими депрессиями плато Путорана расчленено на отдельные останцовые плато и гряды: Норильское, Хараелах, Ланедокый Камень, Исян, Дульдиков Камень, Кумпто и др. Здесь много озер, располагающихся в пределах речных долин и приуроченных к узким (от 2 до 15 км), крутосклонным, глубоким (от 50 до 350 м) котловинам тектонического и ледниково-тектонического происхождения. Некоторые озера, в том числе Кета, Лама, Большое Хантайское, подпружены грядами конечных морен.

Озерные котловины часто имеют форму трогов. Выработаны они долинными ледниками в зонах обширных тектонических нарушений. Озера выходят в обширную Норильскую депрессию шириной до 50 км, представляющую собой участок древней долины Енисея.

Западная часть области (до горы Камень), испытывающая активное влияние циклонов арктического фронта, получает до 900 мм осадков. За теплый период в западной части области выпадает до 450 мм осадков, в восточной – до 250 мм. Высота снежного покрова в Норильской долине и на склонах гор на западе области – более 70 см, на востоке – менее 60 см. Зима продолжительная и холодная. Снежный покров лежит около 8 месяцев. На западе области, куда зимой циклоны периодически приносят относительно менее холодный воздух, средние температуры января составляют около минус 30 °С, на востоке – (–36...–38) °С. Для межгорных котловин зимой характерны инверсии температур. Минимальные температуры здесь могут опускаться до минус 60 °С и ниже. Лето в западной части области, куда циклоны приносят осадки, несколько прохладнее, чем в более континентальной восточной ее части. Средние июльские температуры в депрессиях на западе области колеблются от +12 до +14 °С, на востоке – до +14,5 °С. На высотах от 400 м на севере области до 800 м на ее юге средняя температура июля равна около +10 °С, на высотах около 1500 м средние июльские температуры не превышают (+7...+6) °С. В отдельные годы, как, например, в июле 2013 года, в отдельные дни температура воздуха в депрессиях повышалась до +30 °С.

Вскрытие рек в пределах области происходит с середины мая до середины июня. Озера освобождаются от льда в начале июня. В начале лета реки многоводны. К зиме сток в малых реках прекращается. Реки, вытекающие из озер, имеют зарегулированный сток.

Путоранская область располагается в подзоне северной лиственничной тайги, однако из-за горного рельефа северотаежные ландшафты на севере занимают лишь придонные части речных долин и межгорных депрессий, в том числе в Норильской долине до 350 м, на юге леса по склонам долин поднимаются до 700–750 м. В западной, менее континентальной, части Путоранской области на мерзлотно-таежных почвах произрастают редкостойные лиственничные и елово-лиственничные леса. Высота деревьев изменяется от 8 м на севере до 25 м на юге. Распространению ели к северу от Полярного круга способствует ряд факторов: защищенность от холодных северных ветров, обилие осадков, тепляющее влияние озер. В восточной, более континентальной и сухой, части области ели нет, здесь господствуют редкостойные лиственничные леса из даурской лиственницы. Выше по склонам горно-таежные леса сменяются горными лесотундрами с лиственничными редколесьями на мерзлотно-таежных кислых почвах, чередующимися с зарослями кустарниковой ольхи и полярных ив. Выше 500–600 м располагается горная тундра, в нижней ее части кустарниковая, а с высоты 700 м на севере и 900 м на юге – каменистая с мозаичным растительным покровом. Центральная, наиболее высокая, часть области с отметками более 1200 м представляет собой горную арктическую пустыню. Горные тундры и холодные каменистые пустыни занимают до 75 % всей площади Путоранской области.

В северо-западной части области, в окрестностях города Норильска, выявлены и разрабатываются медно-никелиевые руды. Имеются кобальт, платина, золото, связанные с интрузиями основного состава. Разрабатываются залежи каменного угля, приуроченные к каменноугольным и пермским продуктивным толщам, слагающим западное крыло Тунгусской синеклизы.

Анабарская область (4) располагается в пределах Анабарского массива – асимметричного куполообразного поднятия с высотами от 300–450 м по периферии до 908 м в его юго-восточной части, простирающегося с севера на юг на 250–300 км, а с запада на восток на 350 км. В центральной части массива на дневной поверхности вскрываются толщи интенсивно метаморфизованных пород архейского возраста – кристаллических сланцев, гнейсов, мигматитов, гранулитов, прорванных допалеозойскими интрузиями кислого и основного состава (гранитами и анортозитами). По периферии Анабарского массива эти породы погружаются под толщу осадочных пород рифея, кембрия и ордовика, представленных красноцветными песчаниками, конгломератами с прослоями кварцитов, доломитов и сланцев, известняками. В морфоструктурном отношении архейская часть Анабарского массива представляет собой цокольное плато, к которому по периферии примыкают пластово-денудационные плато и возвышенности на осадочных породах верхнего протерозоя и нижнего палеозоя.

Речная сеть, расчленяющая Анабарскую область, имеет центробежно-концентрический рисунок. Реки принадлежат бассейнам Котуя, Попигая, Анабара, Оленька. Глубина речных долин изменяется от 50–100 до 200–400 м. Концентрические участки долин, врезаемые в толщи осадочных пород, из-за моноклиналиного залегания последних, как правило, асимметричны. Так, по южной периферии области у долин более крутыми оказываются склоны северной экспозиции. В северной части Анабарского массива отмечаются следы древнего оледенения: верхние звенья речных долин здесь имеют облик трогов, встречаются ледниковые кары и цирки.

Междуречья – уплощенные, с денудационными останцами в местах выхода интрузивных пород. Пластово-денудационные плато и возвышенности на участках с густым и глубоким эрозионным расчленением распадаются на отдельные массивы типа столовых гор.

Климат Анабарской области более суровый и континентальный, чем в пределах расположенной западнее Путоранской области. Средние январские температуры здесь колеблются от минус 38 до минус 42 °С, минимальные (в Ессейской котловине) опускаются до минус 65 °С. Для долин и котловин зимой характерны температурные инверсии. Лето умеренно прохладное, со средними июльскими температурами воздуха в долинах (+12...+14) °С; на высотах 350–400 м на севере и 450–700 м (в зависимости от экспозиции склонов) на юге области – ниже +10 °С. Среднее годовое количество осадков составляет 300–350 мм.

Питание рек преимущественно снеговое. Основная часть стока, 60–70 %, приходится на период снеготаяния (в первую декаду июня), 33–38 % – на теплый летне-осенний период и не более 2 % – на зимний. Малые реки зимой бессточны. В долинах обычны наледи. Во второй половине лета речной сток сильно сокращается, а в долинах малых рек прекращается вовсе. Озер в Анабарской

области мало. Обычно это небольшие по площади мелкие термокарстовые и пойменные озера, располагающиеся в долинах рек.

Анабарская область располагается в подзоне северной тайги. Северотаежные редкостойные мохово-лишайниковые лиственничные леса с ольхово-ерниковым подлеском и кустарничково-ягельным напочвенным покровом на каменистых мерзлотно-таежных почвах занимают придонные участки речных долин. На севере области лиственничники поднимаются по склонам долин до высот 350–400 м, на юге – от высоты 450 м на склонах северной экспозиции до 500–700 м на склонах южной экспозиции. Высота деревьев с севера на юг увеличивается от 5 до 10–15 м. Выше лиственничных лесов располагаются горные каменистые тундры с несплошным покровом из кустарничков, мхов и лишайников.

По периферии области, в пределах котловин (Котуйско-Ессейской, Попигайской и др.), развиты мерзлые бугристые болота и лесотундры. Расположенные в их пределах приподнятые до высоты 300–400 м массивы занимают острова северотаежных лиственничных лесов. На юге области, на участках, сложенных карбонатными породами, встречаются елово-лиственничные леса на поверхностно-оглеенных мерзлотно-таежных карбонатных почвах.

Оленёкская область (5) расположена в основном в бассейне реки Оленёк, частично в бассейне реки Анабар. Она вытянута с юго-запада на северо-восток почти на 1000 км в полосе шириной от 150–200 до 300–350 км. Большая часть области приурочена к Оленекскому плато с отметками поверхности междуречий от 200 до 500 м, а в пределах кряжа Букочан на юге области – до 728 м. В верховьях Анабара (бассейн Большой Куснамки) отметки поверхности междуречий изменяются от 100 до 200 м, а на изолированных друг от друга останцовых массивах, расположенных на пространстве между Анабаром и Оленьком, – от 200 до 400 м. Территория области сложена преимущественно карбонатными породами кембрия, перекрытыми прерывистым чехлом четвертичных отложений, представленных на междуречьях элювиально-делювиальными и солифлюкционными образованиями, а в долинах – аллювиальными. Междуречья преимущественно плоские, с многочисленными формами рельефа карстового происхождения – воронками, слепыми оврагами, котловинами, сформировавшимися здесь в палеозое, мезозое и кайнозое. Карстовые процессы происходят и в настоящее время, хотя наличие сплошной мерзлоты и отсутствие воды в течение долгой суровой зимы делают их, по сути, сезонными, проявляющимися в теплое время года.

Климат резко континентальный, с суровой долгой зимой и коротким умеренно прохладным летом. Средние температуры января составляют (–40...–42) °С. Продолжительность существования снежного покрова на юге области равна 220 дней, на севере – до 240 дней. Средние июльские температуры на севере области – около +12 °С, на юге достигают (+14...+16) °С. Годовое количество осадков – от 200 до 300 мм. До 60–70 % всех осадков приходится на летне-осенний период. Территория на значительной ее части слабо засушливая, с коэффициентом увлажнения от 1,0 до 0,77.

Для Оленька характерна большая неравномерность стока по сезонам: 60 % стока приходится на период снеготаяния, 38 % – на летне-осеннее время и лишь 2 % – на зиму. Притоки Оленька в зимние месяцы, как правило, безводны.

Область расположена в подзоне северотаежных редкостойных лиственничных лесов на глеево-мерзлотно-таежных и мерзлотно-таежных карбонатных почвах. В северо-восточной части области, к северу от 70-й параллели, на высотах более 350 м лиственничники уступают место горным тундрам. В юго-восточной части на склонах южной экспозиции располагаются участки с лугово-степной растительностью.

Тунгусская область (6) занимает большую часть бассейнов рек Нижняя и Подкаменная Тунгуски. С севера на юг она простирается на 600–900 км, с запада на восток – на 700–900 км. Область приурочена к центральной и южной частям Тунгусской синеклизы. В ее пределах с поверхности залегают преимущественно эффузивные породы пермо-триасового возраста – туфобрекчии, туфопесчаники, пепловые и крупнообломочные туфы. Большие площади, особенно на севере области, занимают лавовые покровы. Обычны интрузии основных пород, в том числе пластовые. По западной и южной перифериям области на крыльях синеклизы на дневную поверхность выходят терригенные и карбонатные породы кембрия и ордовика, а в районе Туруханска – кристаллические сланцы протерозойского возраста, на юге – толщи угленосных пород пермокарбонового, а на юго-востоке – толщи галечников, песков, глин, углистых сланцев и бурых углей юрского возраста, выполняющих неглубокие юрские депрессии, наложенные на толщи палеозойских осадочных и пермо-триасовых вулканогенных пород.

В геоморфологическом отношении Тунгусская область представляет собой сочетание пластово-денудационных (юго-западная часть Тунгусского, Заангарское, северная часть Центрально-Тунгусского) и вулканических (Сыверма, северная часть Центрально-Тунгусского) плато со средними высотами 500–600 м и максимальными до 900–1035 м (на правом берегу Нижней Тунгуски в пределах плато Сыверма). На участках, примыкающих к долинам рек Нижняя Тунгуска и Подкаменная Тунгуска, плато густо расчленены глубокими, от 300 до 600 м, долинами их притоков, для которых характерны ступенчатые склоны. Реки, дренирующие Центрально-Тунгусское плато, имеют равнинный характер. У них неглубокие (от 50 до 200 м), широкие (до нескольких километров) террасированные долины, медленное течение. При пересечении интрузий Нижняя и Подкаменная Тунгуски и их притоки становятся порожистыми, их долины на коротком расстоянии резко меняют свое направление, сильно сужаются, приобретают форму ущелий или каньонов. Междуречья плоские, на участках, сложенных лавами и пластовыми интрузиями, – ступенчатые, в местах выхода на дневную поверхность интрузивных пород – с денудационными останцами разного размера. На междуречье Нижней и Подкаменной Тунгусок встречаются фрагменты древних, мезо-кайнозойских, долин, осваиваемых верхними звеньями современной речной сети.

Климат Тунгусской области континентальный¹³⁷. Средние температуры января понижаются с запада на восток от минус 24 до минус 38 °С. В отдельные дни температура воздуха понижается до минус 60 °С. Продолжительность

¹³⁷ Мячкова Н.А. Климат СССР ...

существования снежного покрова – от 200 дней на юге до 240 дней на плато Сыверма на севере. Средние июльские температуры воздуха составляют от +14 до +16 °С; при этом в отдельные дни температура воздуха может повышаться до (+30...+35) °С. Годовое количество осадков на западе области составляет от 500 до 800 мм, местами до 1000 мм (на плато Сыверма), на востоке – около 400 мм. Коэффициент увлажнения колеблется от 1,0 до 1,33.

Реки вскрываются в мае, на плато Сыверма – в начале июня. Половодье высокое. На Нижней Тунгуске вода поднимается на 20–25 м. На период половодья приходится около 60 % годового стока, на летне-осенний период – 30–35 %, на зиму – менее 10 %. Слабо дренированные междуречья в той или иной степени заболочены.

Тунгусская область располагается в среднетаежной подзоне. На западе области, где выпадает большое количество осадков, а зимы отличаются меньшей суровостью, на склонах речных долин и на междуречьях встречаются массивы темнохвойной елово-пихтово-кедровой тайги и березняки на кислых мерзлотно-таежных и дерново-подзолистых почвах. Восточнее господствуют лиственничные леса с ольховником, ерником, багульником. В напочвенном покрове обычны брусника, мхи, реже лишайники. На слабо дренированных междуречьях формируются осоковостровейниковые, осоково-гипновые и сфагновые болота, растут заболоченные березово-лиственничные леса. На севере области (на плато Сыверма) участки междуречий с высотами более 800 м заняты каменистыми горными тундрами.

Верхневиллюйская область (7) занимает часть бассейнов верхнего течения рек Нижняя Тунгуска и Вилюй. С запада на восток область вытянута на 400–500 км, с севера на юг – на 250–350 км. Западные ее районы располагаются на юго-восточном крыле Тунгусской синеклизы, сложенном нижнепалеозойскими карбонатными породами, местами перекрытыми эффузивными породами пермотриасового возраста. Восточные районы занимают юго-западную часть Вилюйской синеклизы, в пределах которой карбонатные породы нижнего палеозоя погружаются под толщу юрских отложений. Палеозойские и мезозойские породы практически повсеместно перекрыты чехлом четвертичных элювиальных, делювиальных, солифлюкционных и аллювиальных отложений.

В геоморфологическом отношении Верхневиллюйская область представляет собой пластово-денудационную возвышенную равнину с отметками поверхности междуречий от 210 до 540 м, с небольшими по площади вулканическими плато в северо-западной части. Междуречья преимущественно плоские и холмисто-увалистые. На слабо дренированных плоских участках междуречья заболочены. Реки, дренирующие территорию области, имеют равнинный характер. У них широкие, разработанные террасированные долины глубиной от первых десятков до 200 м. Поймы и надпойменные террасы заболочены.

Климат области континентальный. Средние январские температуры составляют от минус 30 до минус 36 °С, в отдельные дни температура воздуха опускается до минус 60 °С. Средние июльские температуры равны (+15...+16) °С, максимальные – до +35 °С. Годовое количество осадков колеблется от 300 до 400 мм,

в теплое время – 200–300 мм. Мощность снежного покрова – около 4 °С. Коэффициент увлажнения – от 1,0 до 0,77.

Область расположена в подзоне среднетаежных кустарниковых и травяных лиственничных лесов с примесью ели и березы на кислых мерзлотно-таежных и палеовых карбонатных (на покровных суглинках) почвах. На слабо дренированных участках произрастают багульниково-моховые лиственничники. В южной части области на песчаных грунтах по надпойменным террасам встречаются массивы сосновых и сосново-лиственничных лесов, под которыми формируются дерново-подзолистые почвы. Наиболее продуктивные леса произрастают на карбонатных почвах. В поймах и на надпойменных террасах обычны осоковостровейниковые, осоково-гипновые и сфагновые болота, заболоченные березняки и лиственничники.

Вилуйско-Мархинская область (8) занимает Вилуйское плато, дренируемое реками, принадлежащими верховьям реки Вилуи и ее левого притока реки Мархи. С запада на восток область простирается примерно на 500 км, с севера на юг – на 250–300 км.

В геологическом отношении территория области представляет собой северо-западное крыло Вилуйской синеклизы, в пределах которого на дневную поверхность выходят толщи карбонатных пород кембрия и ордовика, местами прорванных интрузиями основного состава, погружающиеся к юго-востоку под юрские песчано-глинистые отложения с прослоями конгломератов и углей.

В центральной части Вилуйского плато отметки поверхности плоских междуречий составляют 600–800 м (максимальная отметка 943 м), по периферии плато – 400–600 м. Глубина речных долин, расчленяющих плато, изменяется от 200 до 500 м. На ряде участков долины рек приобретают форму каньонов. В долине Вилуи выделяются обширная пойма высотой до 8 м и до семи надпойменных террас относительной высотой от 12–14 м (первая) до 100 м (седьмая). На междуречьях и в долинах практически повсеместно толщи палеозойских и мезозойских пород перекрыты чехлом четвертичных отложений, преимущественно суглинистых элювиальных, делювиальных и солифлюкционных и песчаных озерно-аллювиальных. Нижнепалеозойские карбонатные породы закарстованы.

Климат области континентальный, суровый. Средние январские температуры составляют (–40...–42) °С, минимальные опускаются до минус 65 °С. Средние температуры июля составляют от +14 до +16 °С, максимальные поднимаются до +35 °С. На участках междуречий с высотой более 800 м средняя температура воздуха в июле не превышает +10 °С. Среднее годовое количество осадков – 250–400 мм, в теплый период – до 200 мм. Испаряемость – около 400 мм. Коэффициент увлажнения на большей части области меньше 1. Продолжительность существования маломощного, до 40 см, снежного покрова – 200–220 дней. Реки вскрываются с середины до конца мая. На половодье приходится 60–65 % всего стока. С июля по октябрь питание рек осуществляется за счет дождевых осадков и частично за счет грунтовых вод. Зимой большинство рек промерзает до дна.

Область расположена в подзоне среднетаежных лесов из даурской лиственницы с примесью березы, ерниковых и мохово-лишайниковых на глеево-мерзлотно-таежных, горно-таежных карбонатных (на участках, сложенных карбонатными породами) почвах. На слабо дренированных плоских междуречьях располагается сырая багульниковая тайга. Более дренированные и сухие участки заняты брусничной тайгой, напочвенный покров которой образуют кустарнички – брусника, черника, голубика – и мхи. Самые сухие участки занимает боровая тайга из даурской лиственницы с напочвенным покровом из травянистых растений.

Центрально-Якутская (Привилуойская) область (9) располагается между Вилюйским плато на северо-западе, Приленским плато на юге и подножиями хребтов, входящих в Верхоянскую горную систему, а также в систему хребтов Сетте-Дабан, Улахан-Бом и Юдомо-Майское нагорье, на востоке. В пределах области располагаются долины рек Вилюй и Лена в их среднем и нижнем течении, Центрально-Якутская и Приленская низменности.

В тектоническом отношении область приурочена к Вилюйской синеклизе и Предверхоянскому краевому прогибу. В пределах синеклизы на глубоко (от 6 до 12 км) опущенном кристаллическом фундаменте залегает толща нижнепалеозойских (кембрийских и ордовикских) отложений. Выше залегают силурийские, а в юго-западной части – вскрывающиеся на дневной поверхности девонские карбонатные, гипсоносные и соленосные отложения с мощными пластами каменной соли. Толщи осадочных пород палеозойского возраста перекрыты юрскими, в том числе угленосными, отложениями, вскрывающимися по периферии синеклизы. В центральной части синеклизы толщи юрских пород перекрыты песчаниками и песками с прослоями глин и углей меловой системы общей мощностью до 1,7 км. И юрские, и меловые угли в пределах Вилюйской синеклизы преимущественно бурые. В низовьях Алдана на меловые отложения наложена мощная пачка неогеновых песков и галечников. С поверхности толщи коренных пород повсеместно перекрыты четвертичными отложениями различного генезиса. Широко распространены озерно-аллювиальные, преимущественно песчаные, отложения, приуроченные к современным и древним долинам. На междуречьях с поверхности залегают карбонатные лёссовидные покровные суглинки.

В Предверхоянском прогибе мощность палеозойских и мезозойских отложений достигает 12–14 км. По его периферии вскрываются угленосные юрские отложения. В осевой части прогиба, как и в Вилюйской синеклизе, залегает мощная толща угленосных меловых отложений, на большей части перекрытых четвертичными, в основном песчаными, озерно-аллювиальными отложениями.

В рельефе центральной части Вилюйской синеклизы соответствует Центрально-Якутская низменность с высотами от 50 до 200 м (по периферии до 300 м), в пределах которой располагаются долина Вилюя и долины его многочисленных притоков (левых – Мархи, Тюкяна, Тюнга; правых – Тымтайдаха, Тангнары, Баппагай и др.), а также долины рек – притоков Лены (Кенкеме, Ситте, Линде и др.). Долины неглубокие, от 50 до 150 м, широкие, террасированные. Ширина

долины Вилюя колеблется от 10–15 до 40 км. В ней выделяют до семи надпойменных террас относительной высотой от 12 до 100 м. Поверхность вилюйских террас осложнена песчаными грядами – «кырдалами» – и протяженными понижениями. В долине реки Линде и на левобережье Тунга в параллельном ему долинообразном понижении располагаются массивы развеваемых песков. Характерная их особенность – наличие наступающие на тайгу подвижных дюн – «тукуланов». Бассейн Тунга и низовья Вилюя изобилуют старичными и термокарстовыми озерами, которые во время половодья значительно увеличивают свою площадь и соединяются друг с другом мелкими протоками – «отурьями», которые затем высыхают и зарастают травами. Весьма многочисленны здесь и «аласы» – пологосклонные плоскодонные округлые котловины термокарстового происхождения глубиной от 1 до 15 м, редко более, площадью от нескольких сотен квадратных метров до нескольких десятков квадратных километров. Днища аласов покрыты лугово-степной растительностью, местами в их пределах располагаются озера и булгуньяхи.

Долина Лены ниже впадения в нее Алдана имеет ширину от 80 до 100 км. Она располагается в пределах Приленской низменности с высотами от 30–50 до 200–250 м, приуроченной, в свою очередь, к Предверхоянскому прогибу. Для самой реки характерна многорукавность, обуславливающая формирование островных массивов поймы, бесчисленных проток и стариц. На надпойменных террасах, сложенных песками, обычно вблизи их бровок формируются песчаные дюны – «тукуланы».

Центрально-Якутская область – самая континентальная и холодная часть всей Средней Сибири. Средние температуры января здесь составляют от минус 34 до минус 44 °С, а минимальные достигают минус 65 °С. Осадки холодного периода не превышают 100 мм. Мощность снежного покрова – 20–30 см. Лето теплое. Средние температуры июля равны (+17...+18,5) °С. В отдельные дни в июле и августе температура воздуха может повышаться до (+35...+38) °С. За теплый период выпадает до 200 мм осадков. Испаряемость больше годовой суммы осадков примерно на 100 мм. Как следствие, территория отличается недостаточным увлажнением (коэффициент увлажнения равен 0,77–0,55).

На территории Центральноякутской области преобладают среднетаежные ландшафты. Наиболее приподнятые участки, располагающиеся в основном по периферии Центральноякутской низменности, заняты среднетаежными лесами из лиственницы даурской с напочвенным покровом из брусники, голубики, багульника. В пределах относительно пониженных участков располагаются гипново-осоковые болота. Центральная относительно пониженная часть области покрыта лиственничными лесами, чередующимися со злаково-осоковыми лугами аласов и массивами сосновых боров с травяным или лишайниковым напочвенным покровом на песчаных грунтах. Для относительно приподнятых участков центральных районов характерны ландшафты луговых степей на лугово-черноземных почвах. Их формирование здесь связано с теплым и сухим летом, обеспечивающим условия произрастания степных и лесостепных видов травянистых растений. Существованию мезофильной и даже ксерофильной

растительности и формированию черноземовидных почв с содержанием гумуса до 12–14 % способствует и характер почвообразующих пород – карбонатных лёссовидных суглинков. На «кырдалах» – грядах разной высоты на речных террасах – на черноземовидных почвах преобладает злаково-разнотравная растительность, по понижениям между кырдалами располагаются солончаки, на которых местами произрастают полынь и солянки.

В юго-восточной части области, по правобережью Лены и левобережью Алдана, в полосе шириной от 50 до 100 км на надпойменных террасах, которых здесь насчитывают до восьми (самая высокая с отметками поверхности 120–140 м), кырдалы также покрыты высокотравными злаково-разнотравными лугами; встречаются участки ковыльной степи, местами растут сосновые боры. На низких террасах много аласов, занятых луговыми степями с ковылем, типчаком, мятликом на лугово-дерновых почвах, а на пониженных участках – злаково-осоковыми лугами на лугово-болотных солончаковатых почвах. Вокруг аласов растут травяные лиственничные леса на дерново-подзолистых почвах.

Приленская область (10) занимает Приленское плато, которое простирается на 1200 м по левобережью Лены от верховьев Нижней Тунгуски на северо-восток до города Ленска и далее в широтном направлении на восток почти до Якутска в полосе шириной от 150 до 250–300 км. Юго-западная часть плато – инверсионная морфоструктура. Здесь она сформирована в пределах Ангаро-Ленского (Предбайкальского) прогиба. Восточная часть плато располагается на южном крыле Виллюйской синеклизы.

Приленское плато в юго-западной его части, от верховьев Нижней Тунгуски до меридиана Ленска, имеет высоту от 350 до 550 м. Расчленяющие его долины здесь врезаны на глубину от 100 до 200 м. Плато на этом участке сложено нижнепалеозойскими карбонатными породами, местами перекрытыми континентальными отложениями нижней юры. К востоку от Ленска плато, занимающее Лено-Виллюйское междуречье, имеет общий наклон в сторону долины Виллюя. В южной его части, вблизи Лены, высота поверхности достигает 400–460 м, в северной понижается до 300 м. Приленская часть плато сложена карбонатными породами нижнего палеозоя, погружающимися на север под толщу юрских, а по северной периферии – меловых отложений. Левые притоки Лены, расчленяющие южную приподнятую часть плато, врезаны на глубину от 150 до 250 м. Долины рек – притоков Виллюя, текущих на север, широкие и мелкие. Глубина их, как правило, не превышает 100 м. Междуречья в пределах Виллюйского плато преимущественно плоские, иногда пологоувалистые, в местах выхода на поверхность устойчивых к выветриванию и денудации нижнепалеозойских известняков и доломитов осложнены невысокими асимметричными структурно-денудационными грядами. С поверхности междуречья перекрыты сплошным чехлом покровных суглинков. В левобережной части долины Лены к плато примыкают надпойменные террасы. Их насчитывают от семи до восьми. Ширина первой и второй надпойменных террас достигает 2–7 км. Террасы цокольные, сложены песками, местами развеваемыми. Самые высокие (7-я и 8-я) террасы с поверхности перекрыты лёссовидными суглинками.

Климат области резко континентальный. Средние температуры января изменяются от минус 28 °С на юго-западе области до минус 38 °С на востоке. В отдельные дни температура воздуха понижается до минус 62 °С. Лето умеренно теплое. Июльские температуры на плато составляют около +16 °С, в долине Лены и в долинах ее притоков – до +18 °С, в отдельные дни воздух прогревается до +35 °С. Годовое количество осадков – 300–500 мм. Увлажнение в юго-западной и южной частях плато достаточное, в северной недостаточное.

За исключением долины Лены, на территории области господствуют среднетаежные зеленомошные лиственничники. В наиболее повышенных и более увлажненных частях плато на горно-подзолистых почвах растут темнохвойные кедрово-пихтовые леса. В долине Лены произрастают сосново-лиственничные леса. Здесь широко распространена сосна обыкновенная, обычны сибирская ель, кедровая сосна, реже встречается пихта, в подлеске произрастают ольха, рябина, смородина. В северных районах области на мерзлотно-таежных почвах распространены ерниковые лиственничные леса, чередующиеся с более сухими лиственничниками – брусничниками и сосняками – на каменистых вершинах гряд. На плоских слабо дренированных участках междуречий обычны заболоченные лиственничники и болота. Поймы рек заняты преимущественно осоковоостровейниковыми кочкарными лугами, поймы рек Лены и Нюи – злаково-разнотравными лугами.

Алданская область (11) занимает крайнюю юго-восточную часть Средней Сибири, примыкающую к Олёкмо-Чарскому и Алданскому нагорьям на юге и системе хребтов Сетте-Дабан и Улахан-Бом на востоке. Область протягивается от низовий реки Чары на западе до отрогов хребта Улахан-Бом на востоке вдоль 60-й параллели почти на 1000 км в полосе шириной от 150 до 350 км. Приурочена она к пластово-денудационному Лено-Алданскому плато (плато-горью), имеющему общий уклон с юга от Алданского нагорья на север к долине Лены. Отметки поверхности междуречий понижаются с юга на север от 700–600 м до 400–250 м (в восточной части плато). Само Лено-Алданское плато приурочено к южному приподнятому крылу Вилуйской синеклизы, сложенному кембрийскими известняками и доломитами с прослоями гипса, ангидритов и каменной соли. В западной части области кембрийские отложения перекрыты алевролитами, аргиллитами, мергелями и гипсоносными глинами ордовика, в восточной части – юрскими песчано-глинистыми отложениями. Междуречья с поверхности практически повсеместно перекрыты чехлом покровных суглинков мощностью до нескольких метров. Широкое распространение растворимых осадочных пород (известняков, гипса, каменной соли) обусловило практически повсеместное развитие карстовых процессов. Закарстованные массивы кембрийских пород активно поглощают поверхностные воды, в том числе талые снеговые и дождевые на междуречьях.

Лено-Алданское плато расчленено долинами рек Чара, Олёкма, Алдан, Амга и их притоков, а также правых притоков Лены. Глубина долин крупных рек в западной и центральной частях области достигает 300–400 м, в восточной – 150–200 м. В верхних звеньях речной сети глубина долин не превышает 50 м,

местами (там, где под маломощным чехлом четвертичных отложений залегают юрские породы) верховья притоков Амги и Алдана располагаются в неглубоких заболоченных ложбинах. Междуречья преимущественно плоские и пологоволнистые. В западной части области, где толщи кембрийских пород прорваны дайками долеритов и гранитоидов, долины врезаны на большую глубину, междуречья пологоувалистые и холмисто-увалистые с холмами в местах выхода даек на земную поверхность.

Зима длительная, малоснежная, холодная. Средние январские температуры изменяются от минус 30 °С на западе области до минус 40 °С на востоке. Средние температуры июля – от +14 °С на самых высоких междуречьях до +18 °С в долинах крупных рек. Годовое количество осадков составляет 300–380 мм, в том числе за холодный период не более 100 мм. Высота снежного покрова – от 40 до 60 см. Весной с увеличением солнечной радиации при большом дефиците влаги в воздухе часть снежного покрова испаряется. Полностью снежный покров сходит в апреле. Самые сухие месяцы – апрель, май и июнь. Относительная влажность в это время составляет от 30 до 40–45 % . Среднегодовая разность осадков и испаряемости колеблется от минус 50 до минус 100 мм. Мерзлота к концу лета протаивает на глубину 1,5–2,0 м.

В условиях однородного рельефа и субстрата почвенно-растительный покров однообразен. Около 90 % всей территории (все междуречья) заняты средне-таежными кустарничковыми и травянисто-кустарничковыми лиственничными лесами на мерзлотно-таежных палевых почвах. Из кустарничков наиболее типичны брусника, толокнянка, голубика и багульник, из травянистых растений – осока, вейник. Для наиболее приподнятых участков междуречий характерна лиственничная бруснично-травяная тайга. На речных террасах парковые лиственничники чередуются с сосновыми борами. В поймах рек преобладают ерники с «пятнами» осоковостровейниковых лугов. В низовьях реки Май преобладают багульниковые лиственничные леса с напочвенным покровом из зеленых и сфагновых мхов.

Ангаро-Тунгусская область (12) вытянута с юго-запада на северо-восток от Енисейского кряжа до Подкаменной Тунгуски на 600–650 км в полосе шириной от 200 до 250 км. Область занимает относительно пониженный участок Среднесибирского плоскогорья, включает в себя южную часть Центрального Тунгусского плато и Приангарское плато, сложенные пермо-триасовыми вулканогенными образованиями, прорванными интрузиями основных пород. На левобережье Ангары вскрываются осадочные породы нижнего палеозоя, также прорванные интрузиями основных пород. Небольшие площади занимают толщи юрских конгломератов и глин, заполнивших понижения на поверхности вулканогенных образований.

Средняя высота поверхности Центрального Тунгусского и Приангарского плато в пределах области составляет 250–400 м. На междуречьях Бирюсы и Чуны, Чуны и Ангары, а также в верховьях Подкаменной Тунгуски располагаются изолированные плоско- и округловершинные останцовые массивы, крутосклонные гряды, местами скалистые останцы с высотами от 400 до 550 м,

редко более, приуроченные к отпрепарированным пластовым интрузиям базальтов (силлам) и интрузиям долеритов и габбро-диабазов, прорывающим толщи нижнепалеозойских осадочных и пермо-триасовых вулканогенно-осадочных пород.

Территория расчленена густой сетью притоков Подкаменной Тунгуски и Ангары. Долина Ангары врезана в плато на глубину от 100–150 до 250–400 м. В плане долина имеет четковидное строение – расширенные, корытообразные ее участки чередуются с узкими, скалистыми ущельями, местами (там, где река пересекает массивы интрузивных пород) каньонообразными. Подобная картина характерна и для притоков Ангары.

Зима умеренно холодная. Средняя январская температура воздуха изменяется от (–19...–20) °С на западе области до (–24...–26) °С на востоке. Средние июльские температуры равны (+17...+18) °С. Мерзлота островная. Годовая сумма осадков – 400–500 мм. Увлажнение достаточное.

Ангаро-Тунгусская область располагается в подзоне южной тайги. В западной ее части, на плоских междуречьях, сложенных карбонатными породами и аргиллитами, перекрытыми элювиальными и делювиальными суглинками, на подзолистых и дерново-подзолистых почвах произрастают лиственничные леса с примесью березы, ели, кедра, реже пихты и сосны, с подлеском из ольхи и рябины. На супесчаном и легко суглинистом элювии, образующемся при выветривании песчаников и туфов, на подзолистых почвах растут сосновые боры и сосново-лиственничные леса-беломошники, черничники, брусничники. На траппах на дерново-лесных железистых почвах растут елово-лиственничные, еловые, елово-кедровые, реже пихтово-кедровые леса. На террасах Ангары, на расширенных участках долины, обычны суходольные разнотравные луга.

Лено-Ангарская область (13) включает трапповый Ангарский кряж и расположенное к юго-востоку от него пластово-денудационное Лено-Ангарское плато. В тектоническом отношении область приурочена к Лено-Ангарскому прогибу, заполненному мощной толщей карбонатных пород кембрия и аргиллитов ордовика. Неоднократная активизация тектонических движений в мезо-кайнозое обусловили формирование в толщах нижнепалеозойских пород пологой складчатости и заложение на неотектоническом этапе Предбайкальской впадины (прогиба) шириной от 50 до 100 км, протягивающейся вдоль Приморского и Байкальского хребтов почти на 700 км. В Предбайкальском прогибе располагаются долина реки Мурин (левый приток реки Куды), верховья Лены, долина реки Киренги (правого притока Лены). Отметки поверхности междуречий в пределах Предбайкальского прогиба изменяются от 400 до 800 м, на расположенном к северо-западу Лено-Ангарском плато – от 800 до 1509 м, на Ангарском кряже – от 650 до 980 м.

Зима в пределах Ангаро-Ленской области умеренно холодная. Средние январские температуры на разных участках колеблются от минус 20 до минус 26 °С. Выражены температурные инверсии: в долинах температуры ниже, чем на междуречьях. Абсолютные минимумы температур в долине Лены достигают до минус 55 °С, в то время как на междуречьях – до (–40...–45) °С. Лето относительно теплое. Средние июльские температуры изменяются от +16 °С на высо-

ких плато до +19 °С в долине Лены. Безморозный период – от 55 дней на Лено-Ангарском плато до 95 дней в долине Лены. Средние годовые температуры воздуха отрицательные. Многолетняя мерзлота имеет островной характер. Глубина сезонного протаивания в пределах массивов мерзлых пород достигает 1,5 м. Сумма активных температур на наиболее приподнятых участках Лено-Ангарского плато составляет 1300–1400 °С, в долине Лены – до 1650 °С. Годовое количество осадков колеблется от 450 до 600 мм, местами до 800 мм. Увлажнение достаточное, в наиболее приподнятой части Лено-Ангарского плато – избыточное. В долинах рек Илим, Лена и Киренга коэффициент увлажнения понижается до 0,8.

На территории Ангаро-Ленской области преобладают южнотаежные ландшафты, лишь в наиболее приподнятой части уступая место среднетаежным. По площади преобладают сосновые и сосново-лиственничные боры. Они занимают песчаные террасы Ангары, Лены и их притоков. Менее увлажненные участки заняты бруснично-разнотравными борами, в которых заросли брусники, голубики и черники чередуются с полянами из вейника, овсяницы, прострела. На более затененных и влажных участках растут чернично-багульниковые сосняки и сосняки-зеленомошники. На высотах более 800 м к соснякам примешивается лиственница сибирская с мхами в напочвенном покрове. На самых высоких участках Ангарского кряжа и Лено-Ангарского плато, на высотах более 900 м, на горно-подзолистых почвах растут густые и влажные темнохвойные леса из кедра и ели. Самую высокую часть Лено-Киренгского междуречья занимают низкорослые кедррачи и кедрово-еловые леса.

Приенисейская (Енисейского кряжа) область (14) располагается в юго-западной части Средней Сибири. Территориально область соответствует Енисейскому кряжу, который протягивается на 630 км в полосе шириной от 45 до 150 км от низовьев реки Кан на юге до устья Подкаменной Тунгуски на севере. Долина Ангары в ее низовьях делит кряж на две части: южную, узкую (45–60 км), сниженную до 300–688 м, и северную, расширенную до 150 км и более высокую, с отметками от 400 до 1125 м (гора Енашимский Полкан). Северная, приподнятая, часть кряжа расчленена глубокими, от 200 до 400 м, долинами многочисленных правых притоков Енисея и левых притоков реки Вельмо, впадающей в Подкаменную Тунгуску. Долина реки Большой Пит, берущей свое начало на Западно-Ангарском плато, прорезает Енисейский кряж на всю его ширину. Глубина долины при этом изменяется от 150–200 м в верховьях реки до 500 м в ее низовьях. Южная, сниженная, часть кряжа, располагающаяся на междуречье Енисея и Усолки, расчленена неглубокими, 50–200 м, долинами их коротких притоков.

Геологическую основу Енисейского кряжа составляют архейские и интенсивно дислоцированные протерозойские метаморфические породы: в южной части кряжа – гнейсы, кристаллические сланцы, гранулиты, мигматиты и мраморы, а в северной части – кристаллические сланцы, песчаники, кварциты, доломиты, железистые кварциты, прорванные интрузиями гранитов.

Поверхности междуречий в пределах кряжа плоские и полого-выпуклые, местами куполообразные, с курумами на наиболее приподнятых участках.

Склоны расчленяющих его речных долин преимущественно крутые, покрытые глыбово-щебнистыми осыпями, местами с фрагментами надпойменных террас. Сами реки относятся к горному типу, у них быстрое течение, русла порожистые.

Енисейский кряж, отличающийся значительными высотами, является барьером на пути воздушных масс, приходящих с запада, что обеспечивает выпадение в его пределах 550–700 мм осадков. Большая часть осадков (до 400 мм) выпадает в теплый период. Мощность снежного покрова достигает 100–120 см. Зимой обычны инверсии температур: средние январские температуры в долинах составляет от минус 22 до минус 26 °С, на междуречьях – на 2–5 °С выше. Лето умеренно теплое. В долинах средние температуры июля равны (+16...+18) °С, на междуречьях в зависимости от их высоты – на 2–5 °С ниже. Увлажнение избыточное. Есть мерзлота островного типа.

По западному макросклону Енисейского кряжа, получающему больше влаги, до высоты 600–700 м господствуют темнохвойные зеленомошные пихтово-кедровые леса с таежным мелкотравьем (майником, седмичником и др.), с примесью березы и лиственницы сибирской на дерново-слабо подзолистых, местами мерзлотных, почвах. Выше их сменяют относительно редкостойные и низкорослые елово-пихтово-кедровые леса с примесью березы, местами сосны. В подлеске здесь обычен можжевельник, в напочвенном покрове – голубика, черника, водяника, мхи, лишайники. Для наиболее приподнятой части кряжа характерны заросли можжевельника и ерника на каменистых россыпях. Привершинную часть Енашимского Полкана занимают каменистые россыпи, чередующиеся с субальпийскими лугами и зарослями ерника. На восточном макросклоне кряжа господствуют парковые сосново-лиственничные леса с кустарниками и обширные участки высокотравных таежных лугов и ерников. Есть здесь и массивы темнохвойных лесов, но практически без участия пихты. В долине Ангары на надпойменных террасах распространены сосновые травяные боры.

Присаянская область (15) протягивается вдоль северо-восточного подножия Восточного Саяна и южного участка Енисейского кряжа почти на 850 км в полосе шириной от 100 до 150 км с расширением у города Канска до 250 км. Располагается она в пределах Предсаянского предгорного прогиба, заполненного терригенными и карбонатными отложениями кембрия, ордовика и силура, перекрытыми вдоль подножия Восточного Саяна и южного участка Енисейского кряжа юрскими континентальными песчано-глинистыми отложениями, включающими пласты бурых углей. Юрские отложения занимают две мезозойские впадины на юго-западной оконечности Ангарского кряжа – Канско-Рыбинскую (расположенную между Восточным Саяном и Енисейским кряжем) и Иркутско-Черемховскую, разделенные Чуно-Бирюсинским поднятием, сложенным ордовикскими песчаными и карбонатными отложениями, прорванными интрузиями основных пород. С поверхности и юрские, и нижнепалеозойские отложения на междуречьях перекрыты сплошным чехлом лёссовидных суглинков. Нет их лишь на ангарских трапах.

Абсолютные высоты междуречий в Канско-Рыбинской части Присаянской области составляют от 200 до 400 м, в Иркутско-Черемховской – от 400 до 600–650 м, в пределах Чуно-Бирюсинского поднятия – от 400 до 730 м.

Междуречья плоские и плоско-волнистые, на участках с густым и глубоким эрозионным расчленением – полого-увалистые. Глубины речных долин в пониженной части области составляют от 50 до 150 м, в повышенной – до 200–300 м. Долины крупных рек широкие, террасированные.

Присяянская область – самая теплая на территории Средней Сибири. Средние июльские температуры здесь изменяются от +16 до +19 °С. Продолжительность летнего периода колеблется от 90 до 110 дней, продолжительность вегетационного периода – от 110 до 125 дней. Сумма активных температур – от 1400 до 1700 °С. Средние январские температуры изменяются от минус 18 °С на северо-западе области до минус 24 °С на юго-востоке, вблизи Иркутска. В долинах в зимние месяцы обычны инверсии температур.

Средние годовые температуры воздуха, как и в других областях Средней Сибири, остаются отрицательными – от минус 0,6 до минус 2 °С. Как следствие, распространена мерзлота островного типа мощностью от 10 до 30–50 м, с температурами от минус 0,5 до минус 2 °С, протаивающая к концу лета на глубину 1,5–2,0 м. Среднегодовое количество осадков составляет от 300 до 500 мм (на наиболее приподнятых участках). До 60 % всех осадков приходится на летние месяцы. Мощность снежного покрова не превышает 30–40 см. Коэффициент увлажнения изменяется от 1,0 на Чуно-Бирюсинском поднятии до 0,6 на пониженных участках.

Большинство рек области берет свое начало в пределах Восточного Саяна. При выходе на равнину транспортирующая способность рек из-за резкого падения скоростей течения резко снижается, и здесь происходит аккумуляция влекомых наносов. Реки Ока, Зима, Кирей, Икей, Уда при выходе на равнину образуют «внутренние дельты» – аккумулятивные, в значительной мере заболоченные, аллювиальные равнины.

В пределах области по площади преобладают подтаежные ландшафты с сосновыми и березовыми травяными лесами на серых лесных, реже дерново-подзолистых, почвах. Сосняки занимают и песчаные террасы в долинах рек. На более увлажненном Чуно-Бирюсинском поднятии растут елово-лиственнично-кедровые, местами пихтовые зеленомошные леса на дерново-подзолистых почвах. К долинам рек и относительно пониженным более засушливым участкам междуречий приурочены лесостепные и остепненные ландшафты. Наиболее крупные участки лесостепи – Канский, Окинский, Тулунский, Иркутско-Балаганский. Для них характерны луговые степи, остепненные луга с участками березовых и березово-лиственничных травяных лесов на серых лесных глееватых почвах или на оподзоленных и выщелоченных черноземах. Поскольку сезонная мерзлота протаивает лишь к концу лета, для таких почв и весной, и летом характерен непромывной режим.

Присяянская область – наиболее населенная часть Средней Сибири. Здесь расположены крупные города – Иркутск, Черемхово, Канск, Ангарск и др., осуществляется добыча бурого (Канский бассейн) и каменного угля (Иркутско-Черемховский бассейн), каменной соли (город Усолье-Сибирское). Лесостепные участки являются основными сельскохозяйственными районами региона.

Природные ресурсы и их освоение

Средняя Сибирь – одна из самых богатых минеральными, гидроэнергетическими и лесными ресурсами физико-географических стран.

Минеральные ресурсы Средней Сибири разнообразны. В ее пределах сосредоточена основная часть всех разведанных и прогнозных запасов каменных и бурых углей России. Здесь располагается крупнейший в мире *Ленский бассейн* с прогнозными запасами более 2,6 трлн т каменных и бурых углей мезозойского возраста, протягивающийся вдоль долины Лены почти на 1,5 тысячи километров. Мало уступает ему *Тунгусский бассейн* углей каменноугольного возраста с запасами более 2 трлн т, занимающий площадь около 1 млн км². Значительными прогнозными запасами, до 250 млрд т, обладает *Таймырский бассейн*. В наиболее заселенной и освоенной южной части Средней Сибири располагаются *Канско-Ачинский* (разведанные запасы более 100 млрд т) и *Иркутско-Черемховский* (разведанные запасы более 30 млрд т) бассейны с углями юрского возраста. Мелкозалегающие залежи углей этих бассейнов активно разрабатываются открытым способом.

К настоящему времени в Средней Сибири выявлены десятки месторождений нефти и газа, в том числе на территории Иркутской области – Ковыктинское (газ, конденсат), Верхнечонское и Дулисьминское (нефть, газ, конденсат); в Красноярском крае – Юрубчено-Тохомское (нефть), Собинское (газ), Агалеевское и Ванкорское (нефтегазовые); в Республике Саха (Якутии) – Талаканское (нефть), Среднеботуобинское (нефть, газ), Средневилуйское, Среднетюнговское, Чаяндинское (газ) и ряд других.

В Средней Сибири выявлены, разведаны и эксплуатируются многочисленные месторождения рудных полезных ископаемых. В Норильском горно-промышленном районе располагаются крупные разрабатываемые месторождения медно-никелевых руд, содержащих кобальт, золото, серебро, металлы платиновой группы (Талнахское и Октябрьское). В низовьях Ангары выявлены месторождения свинцово-цинковых руд (Горевское) и марганца (Порожинское). В горах Бырранга выявлены полиметаллические, молибденовые и ртутные руды. Месторождения золота известны (и разрабатываются) на Енисейском кряже и в Анабарском массиве. В приангарской части Енисейского кряжа выявлены залежи бокситов. Многочисленны месторождения железных руд. В Приангарье добыча железной руды осуществляется в Ангаро-Питском, Ангаро-Илимском и Среднеангарском бассейнах. Железные руды выявлены в бассейне Подкаменной Тунгуски. В Анабарском массиве и на Енисейском кряже есть золото.

Особое место в Средней Сибири занимают месторождения алмазов, располагающиеся в бассейнах Вилюя и Оленька. Связаны они с трубками взрыва (диатремами). Часть этих месторождений разрабатывается. Наиболее известное из них – трубка «Мир», открытая в 1954 году. Сейчас здесь находится самый большой по объему в мире алмазный карьер глубиной в 525 м и диаметром в 1,2 км. С 2001 года добыча алмазов на трубке «Мир» ведется на подземном руднике.

Нерудные полезные ископаемые представлены месторождениям каменной соли (Усольское в верховьях Ангары, Кемпендяйское в бассейне Вилюя, месторождения в низовьях Хатанги и др.), графита (Курейское в низовьях реки Курейки и Ногинское в низовьях реки Нижней Тунгуски).

Лесные ресурсы Средней Сибири – это около 33 млрд м³ древесины, что составляет около 40 % запасов древесины в России. Лесопокрытая площадь занимает более 2 млн км² и на большей ее части относится к лесоизбыточным районам. Как правило, это территории с редким очаговым расселением, без дорог. Заготовка древесины здесь в связи с транспортной недоступностью практически не осуществляется. Лесозаготовки в основном производятся в лесах, прилегающих к железным и шоссейным дорогам, в наиболее обжитых районах, в частности, в Приангарье.

Водные ресурсы Средней Сибири, если оценивать лишь речной сток, составляют более 30 % общероссийских. Суммарный среднегодовой объем стока достигает 1300 км³, в том числе: Лены – 515 км³, Ангары – 142 км³, Нижней Тунгуски – 116 км³, Подкаменной Тунгуски – 55 км³, Оленька – 38 км³, Хатанги – 104 км³, Пясины – 80 км³, Курейки – 22 км³.

Столь же масштабны **гидроэнергетические ресурсы** региона. На реках Средней Сибири уже работает ряд крупных электростанций, в том числе на Ангаре: Иркутская (0,6 млн кВт), Братская (4,5 млн кВт), Усть-Илимская (4,3 млн кВт), строится Богучанская (4,5 млн кВт). На Енисее сооружена Красноярская ГЭС (6 млн кВт), на реке Вилюй – Вилюйская ГЭС (0,65 млн кВт), на реке Хантайке – Хантайская ГЭС (0,44 млн кВт). Себестоимость электроэнергии, вырабатываемой на гидроэлектростанциях Средней Сибири, самая низкая в стране, что позволяет размещать здесь энергоемкое производство, в частности, осуществлять выплавку алюминия.

Охотничье-промысловые ресурсы Средней Сибири – это, прежде всего, пушнина. Здесь добываются белка, песец, соболь, горностай, ондатра. Заготавливаются ягоды (брусника), грибы и др.

Земельные ресурсы, пригодные для земледелия, в Средней Сибири незначительны из-за почти повсеместного распространения многолетней мерзлоты. Основная их часть сосредоточена в самой теплой Присяянской области, где находятся обширные лесостепные участки – Канский, Окинский, Тулунский и Иркутско-Балаганский. Небольшие площади пашни имеются и в Центрально-якутской области. Пашня здесь локализуется в долинах рек, по склонам южной экспозиции и по аласам.

Особо охраняемые природные территории

В настоящее время в Средней Сибири функционируют 6 заповедников: Большой Арктический, Таймырский, Путоранский, Центральносибирский (биосферный), Тунгусский, Усть-Ленский. Общая площадь заповедных земель – 81812 км², что составляет примерно 2 % всей территории.

Самый большой по площади – Большой Арктический заповедник (41692 км²), включающий 35 обособленных контуров на побережье полуострова Таймыр с прилегающей акваторией Карского моря, отдельные острова и архипелаги островов в Карском море, объединенные в 7 участков: «Диксонско-Сибиряковский», «Острова Карского моря», «Пясинский», «Залив Миддендорфа», «Архипелаг Нордешельда», «Нижняя Таймыра», «Полуостров Челюскин». Заповедник создан в 1993 году с целью сохранения уникальных ландшафтов, своеобразных фауны и флоры.

Таймырский государственный природный биосферный заповедник – важнейший биологический резерват. Его общая площадь 27197 км². Создан в 1979 году. Заповедник включает 4 участка: основную тундровую территорию (13240 км²), «Ары – Мас» (156 км²), «Лукунский» (90 км²), экспериментальный участок «Бикода» для охраны акклиматизирующейся популяции овцебыка (9377 км²) и арктический филиал (4322 км², из которых 370 км² занимает акватория моря Лаптевых).

Путоранский заповедник располагается в пределах плато Путорана. Общая площадь – 18872 км². Создан в 1988 году. Цель создания заповедника – охрана горно-озерно-таежных ландшафтов, своеобразного растительного покрова, редких видов животных, в том числе крупнейшей в мире популяции северного оленя.

Центральносибирский государственный природный биосферный заповедник располагается на западной окраине Тунгусского плато. Площадь – 9720 км². Создан в 1985 году для охраны уникальных ландшафтов.

Усть-Ленский заповедник площадью 4330 км² создан в 1985 году. Основная его часть располагается в дельте Лены. Заповедник представляет собой резерват популяции промысловых рыб, птиц, млекопитающих. Один участок заповедника площадью 1300 км² располагается в отрогах Хараулахского хребта.

В 2010 году в список объектов Всемирного природного наследия ЮНЕСКО включено плато Путорана, в 2012 году – природный парк «Ленские Столбы».

5.6. УРАЛЬСКАЯ СТРАНА

Географическое положение

«Камень», «Каменный пояс», или Уральская горная страна, по которой проводят границу между Европой и Азией, протянулась более чем на 2000 км между Русской и Западно-Сибирской равнинами от пролива Югорский Шар (69° с. ш.) на Северном Ледовитом океане до широтного участка реки Урал на границе с Казахстаном (51° с. ш.). Урал является частью более протяженной Уральско-Новоземельской геологической структуры, которая включает на севере антиклинорий Новой Земли и остров Вайгач, а на юге, но уже за пределами России, – низкогорный массив Мугоджары. Ширина пояса горных сооружений Уральской страны меняется от 40–50 км на широте Полярного круга до 100–150 км на юге. При этом ширина всей физико-географической страны вместе с предгорьями составляет от 50–100 до 250–300 км.

Западная граница проводится по внешнему крылу предгорного прогиба и на местности проявляется в постепенной смене плоскоместий Русской равнины холмисто-увалистым рельефом сначала низменных, а затем и возвышенных предгорий. Лишь на отдельных участках у западной границы выражен горный рельеф: такова высоко взброшенная над тайгой вершина Полюдов Камень (527 м) к востоку от древней столицы Перми Великой – города Чердынь. Западную границу очерчивают долины рек Коротаиха, Уса, а далее на юг – субмеридиональные отрезки долин рек Печора, Вишера, Кама, Уфа и Белая. Восточная граница Урала на большем протяжении от Байдарацкой губы до широты Нижнего Тагила имеет вид уступа и выражена более резко. Южнее полоса предгорий переходит в Зауральское плато и граница с Западно-Сибирской низменностью становится менее явной.

В административном отношении Урал лежит в пределах восточной части Ненецкого автономного округа, республики Коми и Пермского края, в западной части – Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского автономных округов, на большей части Свердловской, Челябинской, Оренбургской областей и республики Башкортостан, в пределах трех федеральных округов – Уральского, Приволжского и Северо-Западного и трех экономических районов России – Уральского, Северного, Западно-Сибирского.

Уральские горы сформировались на разновозрастных структурах, консолидированных в эпоху герцинской складчатости, обеспечившей структурно-тектоническое единство территории, что служит основанием для выделения их в отдельную физико-географическую страну.

Богатейший набор доступных для разработки полезных ископаемых послужил важным толчком для развития российской экономики, особенно с начала XVIII века, что стало условием активного заселения региона и его специализации в направлении добывающей и тяжелой промышленности.

Среднегорья и низкогорья Урала, лежащего в пределах субарктического и умеренного поясов, выполняют функцию климатического барьера, усиливая ландшафтный контраст Русской равнины и Западной Сибири. Климатические различия западного и восточного макросклонов горной страны, пересекающей восемь природных зон, осложняет высотная поясность. Господствующим типом растительности является темнохвойная пихтово-еловая тайга, которую на севере сменяют природные комплексы мохово-лишайниковых и кустарничковых тундр и лесотундр, а на юге – участки смешанных и широколиственных лесов, лесостепей, степей и северных полупустынь. Массивы высоких поднятий с островными участками горных тундр и гольцов по вершинам на Южном Урале над зонами широколиственных лесов и лесостепей и служат условием возникновения эндемиков и сохранения реликтовых ареалов растений.

Ресурсная ценность территории определила повышенный интерес к Уралу и его глубокую изученность. В исследование природы Урала большой вклад внесли географы и геологи эпохи Петра Великого В.Н. Татищев и И.К. Кирилов. Во второй половине XVIII века здесь работали П.И. Рычков, И.И. Лепехин, П.С. Паллас, И. Герман. В первой половине XIX века Урал изучали А. Гумбольдт, реки Мурчисон, Э.А. Эверсманн, Э.К. Гофманн. Во второй половине XIX – начале XX века

появились работы А.П. Карпинского, С.И. Коржинского, Л.П. Сабанеева, вышел в свет пятый том полного географического описания России В.П. Семенова-Тян-Шанского. В советские годы выделяются геолого-геоморфологические исследования В.А. Варсанофьевой, Г.А. Максимовича, А.Н. Заварицкого, Ф.Н. Чернышева, А.В. Пейве, почвенные – Е.Н. Ивановой, Б.А. Лебедева, биогеографические – П.Л. Горчаковского, И.М. Крашенинникова, ландшафтные – А.А. Макуниной, А.М. Оленева, Ф.Н. Милькова, А.А. Чибилева.

Особенности геологического строения и развития и их отражение в современном рельефе

Урал пережил долгую историю геологического развития и лишь упрощенно понимается как герцинская структура. Герциниды, перемежающиеся с фрагментами протерозойских и раннепалеозойских структур, осложнены швами глубинных разломов и цепями интрузий, отпрепарированных на этапе мезокайнозойской денудации.

«Каменный пояс» изначально развивался как геосинклиналь у восточной периферии древней Русской платформы, окраина которой была подроблена и вовлечена в движения Урало-Монгольской геосинклинали. Установлено, что докембрийский фундамент Русской платформы к востоку погружается под Предуральский прогиб и Западный Урал и прослеживается до Главного Уральского глубинного разлома, вдоль которого поднимается к поверхности. На Полярном Урале докембрийские выступы образуют тела Харбейского и Малокарского массивов. На Южном Урале, в пределах Уфалейского антиклинория, обнажены реликты зеленокаменных поясов нижнего протерозоя, еще южнее прослеживается Тараташский выступ, сложенный гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и железистыми кварцитами архея. Раннедокембрийские массивы перекрыты конгломератами, песчаниками и вулканогенными толщами рифея и венда, что указывает на проявление сводовых поднятий, развитие рифтов с внедрением интрузий основного состава. Вероятно, к позднему докембрию приурочено образование алмазов. Первые в России алмазы были найдены именно на Урале, в золотоносной россыпи на речке Полуденка, притоке Койвы в бассейне реки Чусовой. Позднее россыпные алмазы были обнаружены в аллювиальных отложениях рек Вильва, Вижай, Усьва и др. Выявлено, что алмазы выносятся в долины указанных рек их малыми притоками с междуречий при размыве осадочных толщ рифея – верхнего палеозоя, служащих промежуточными коллекторами. Байкальская складчатость на Урале завершилась поднятиями в кембрии, в результате чего на месте современного Урала появилась древняя горно-складчатая страна. Лишь на севере и на юге длительно существовали морские акватории. На большей части территории кембрийских отложений либо нет, либо они представлены толщей метаморфических пород нижнего кембрия – зеленых сланцев, кварцитов и мраморов.

В раннем палеозое заложились основные структурные элементы Урала, обусловившие дальнейшие различия в истории его Западной и Восточной мегазон.

В ордовике на месте Западного Урала оформилась миогеосинклинали, на месте Восточного – эвгеосинклинали. Между ними протянулся узкий, от 15 до 40 км, Уралтауский антиклинорий, ограниченный с востока Главным Уральским разломом. В целом же палеозойская история Восточного Урала характеризуется режимом мощных прогибаний, сложных дифференцированных поднятий, смятий и надвигов, эффузивного и интрузивного магматизма. Западный Урал развивался в более спокойном режиме и почти лишен магматических пород.

Западный Урал в середине ордовика был затоплен теплыми водами шельфового моря на континентальной окраине материка Русской платформы. Грубообломочные отложения нижнего ордовика лежат поверх размытой поверхности докембрийских пород. Выше залегает мощная (до 4 км) толща ордовика и силура с окаменелостями кораллов и плеченогих.

На Восточном Урале, восточнее современного хребта Уралтау, на грубообломочной толще кембрия лежит до 5 км обломочно-вулканогенных пород ордовика и силура. В Зауралье синхронно отлагались терригенные отложения и карбонаты. Континентальные условия кембрия сменились здесь опусканиями, более значительными, чем на западе Урала, и на западной окраине Палеоазиатского океана возникла цепь вулканических островов.

В каледонскую эпоху сформировались и некоторые значимые месторождения хрома и асбеста. Единственное эксплуатируемое в России месторождение хромитов – Сарановское – находится в Сарановском массиве, который лежит на западном крыле Центрально-Уральского поднятия во внешнем поясе ультраосновных интрузий Урала. Помимо хромовых руд здесь встречаются фиолетовые хромамезиты и изумрудно-зеленые гранаты – уваровиты. Баженовское месторождение асбеста в Свердловской области приурочено к восточной полосе габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. Хризотил-асбест (горный лен) имеет плохую теплопроводность и используется для производства огнеупорных тканей и в качестве строительного материала.

После каледонской эпохи, уже в девоне, возобновился режим опусканий. Медленное прогибание Западно-Уральской миогеосинклинали в девоне и раннем карбоне сопровождалось накоплением морских терригенно-карбонатных отложений. В результате сформировалась толща глин, известняков, мергелей и красноцветных песчаников мощностью до 3 км. Наличие несогласий в залегании пород указывает на перерыв в осадконакоплении в конце раннего и в конце среднего девона. В позднем девоне образовался доманиковский горизонт мощностью до 130 м, сложенный битумозными сланцами и известняками и обусловивший основную нефтегазоносность Тимано-Печорской области и Предуралья. Центральный Урал в девоне и в раннем карбоне существовал как выровненное морское дно, где накапливались известняки. Восточный Урал развивался в режиме эвгеосинклинали. В девоне и в раннекаменноугольное время здесь проявлялся вулканизм и накопилось до 10 км осадочных и вулканогенных пород основного и среднего состава. Уральские месторождения медных руд, малахитов и яшм связаны именно с вулканогенно-кремнистыми толщами.

Орогенный этап развития Урала начался с середины карбона и завершился в раннем триасе, а на севере продлился до позднего триаса. Центральный и Восточный Урал был смят в складки и превращен в горную страну уже в конце каменноугольного периода. В позднем карбоне, когда в эвгеосинклинали Восточного Урала уже активно происходили поднятия, на западе все еще продолжалось прогибание, сопровождавшееся накоплением карбонатов. Миогеосинклиналь Западного Урала была преобразована в горно-складчатую область только в перми.

На Восточном Урале на орогенном этапе сформировались надвиги, сдавленные складки, возникли глубинные разломы, происходило внедрение гранитных батолитов. Магнитные железняки знаменитого месторождения горы Магнитной образовались на контакте осадочных пород карбона с гранитами и диабазами. Добыча руды с последующей ее переработкой и выплавкой металла началась еще в середине XVIII века, и у подножия горы вырос один из крупнейших в мире центров черной металлургии – город Магнитогорск с населением свыше 400 тысяч человек.

В Тагило-Кушвинском районе в теле обширного габбро-пироксенитового плутона сформировалась Качканарская группа месторождений титаномагнетитов с участием ванадия и платины. Здесь же находятся исторически значимые, но почти выработанные Высокогорское и Горноблагодатное месторождения железных руд. В девоне сформировался Североуральский бокситоносный район, в том числе и месторождение Красная Шапочка, где девонские бокситы, а по сути, реликты древней латеритной коры выветривания, добываются с глубины более 800 м.

Медные ресурсы Урала также большей частью обусловлены геологическими процессами герцинской эпохи. В XX веке разрабатывались Дегтярское и Блявинское месторождения. В настоящее время осваивается крупнейшее из медноколчеданных месторождений на пространстве бывшего СССР – Гайское, а также крупное Сибавское медно-цинковое месторождение. Их рудные тела стали результатом работы «черных курильщиков» – глубоководных гидротермальных источников, приуроченных к осевым зонам срединно-океанических хребтов. К кварцевым жилам приурочены залежи золота, свинца, цинка, олова, сурьмы и мышьяка. В пегматитовых жилах сформировались промышленные запасы титана, циркония, ниобия, ванадия, рублидия, а также знаменитых уральских самоцветов – изумрудов, топазов, турмалинов, аметистов, аквамаринов.

Вдоль западной периферии Урала в начале пермского периода заложились Предуральский краевой прогиб, где накапливались грубообломочные морские молассы мощностью до 3 км, а на границе с платформой – известняки. В толще карбонатных пород погребены барьерные рифы, созданные колониями мшанок, высотой от 300 до 800 м и протяженностью до 20 км. С цепочкой рифов, которые отдаленно напоминают современный Большой барьерный риф у берегов Австралии, связаны предуральские месторождения нефти и газа.

В самом конце ранней перми накопление карбонатов сменилось образованием соленосной формации, создавшей крупнейший в мире Соликамский (Верхнекамский) соленосный бассейн. В это время происходила регрессия моря из Предуралья и с окраин Восточно-Европейской платформы и возникла гигантская лагуна, куда через проливы поступали и выпаривались соленые морские воды.

История высыхания лагуны отразилась в стратиграфии ее донных отложений. Нижние 400 м формации представлены глинами с ангидритом и гипсом, которые накапливались на протяжении 200 тысяч лет. Верхние 600 м отложений – это соленосная песчано-глинистая толща с каменной, калийной и калийно-магниево-солями, на образование которых потребовалось всего 15–17 тысяч лет. С исчезновением лагуны развитие соленосной формации закончилось.

В северном Предуралье в середине перми в условиях теплого и влажного климата накапливалась органика будущего Печорского каменноугольного бассейна. В поздней перми на фоне общего поднятия Урала краевой прогиб мигрировал в сторону платформы и заполнился континентальными молассами; в течение триаса он прекратил развитие.

Урал позднего палеозоя как часть Урало-Монгольского геосинклинального пояса вместе с его продолжением на территории Западной Сибири соединил Русскую (с Североамериканской) и Сибирскую платформы, связал воедино отдельные блоки новорожденной Пангеи.

В триасе восточная часть урало-сибирских герцинид по линиям разломов испытала опускание, в результате чего горная область Урала обособилась от структур фундамента молодой эпигерцинской плиты Западной Сибири. В целом же в мезозое и кайнозое Урал подвергался общей денудации, которая способствовала образованию россыпей и сделала доступными ранее сокрытые под толщей пустой породы рудные тела. Именно денудационные процессы превратили Урал в «геологическую кладовую» как основу его промышленного освоения. Режим общего выравнивания нарушался глыбовой тектоникой, которую часто рассматривают как отголосок мезозойской складчатости. В молодых грабенах формировались залежи углей: в позднем триасе – ранней юре в Челябинском и Серовском бурогольных бассейнах, в юре и мелу – в Сосьвинско-Салехардском. В палеогене и неогене образовались угли Южно-Уральского бассейна. Ограниченные площади Восточного Урала в мелу и палеогене подверглись морской трансгрессии.

Современный же рельеф Урала как низкогорной страны с участками среднегорий сформировался в неоген-четвертичное время на неотектоническом этапе, когда предельно выровненный пенеплен из-за неравномерного поднятия преобразовался в среднегорья Приполярного и Южного Урала с высотами более 1500 м на фоне низкогорного мелкосопочника Среднего Урала. На крайнем севере вертикальные поднятия не превышали 200 м, отчего хребет Пай-Хой приобрел вид холмистого кряжа. В плейстоцене череда оледенений подвергла обработке рельеф северных областей горной страны, а морские трансгрессии видимо превращали Пай-Хой в цепь остров.

На фоне общего тектонического спокойствия новейшие движения на Урале сопровождаются редкими землетрясениями интенсивностью до 4,0–5,0 баллов. С 1788 года зафиксировано до 50 эпизодов. В частности, в документах отражены толчки 1798 года в Перми, Кунгуре и Верхотурье, 1847 года у Кын-завода на реке Чусовой, 1867 года у Добрянского завода, 1956 года у Лысьвы. Особенно сильным было землетрясение 1914 года, когда на Билимбаевском заводе падали дымовые трубы, стены домов покрывались трещинами. Землетрясение магнитудой 4,0 балла

с эпицентром в районе Первоуральска, Новоуральска и Билимбая произошло в октябре 2015 года.

Рельеф Уральской страны формирует серия субмеридионально вытянутых хребтов, между которыми лежат узкие продольные тектонические, по мнению С.С. Воскресенского, депрессии¹³⁸.

Урал асимметричен, имеет растянутый и более высокий западный макросклон и более короткий и низкий восточный с четким тектоническим уступом, отчего граница с Русской равниной выражена менее явно, нежели с Западной Сибирью. Одним из следствий этого является смещение водораздельной зоны далеко на восток, из-за чего 74 % речного стока формируется на западном склоне.

Единый план рельефа Урала от Пай-Хоя до Мугоджар хорошо прослеживается в поперечном сечении в виде шести долготных орографических зон. С запада на восток последовательно друг друга сменяют: аккумулятивная пологоволнистая и холмистая равнина Предуралья; пологосклонные низкогорья Западного Урала (пармы) с широким развитием карста; эрозионно-денудационные среднегорья и низкогорья осевой зоны с каменными россыпями, курумами и нагорными террасами, а к северу от 61-й параллели – со следами древних горно-долинных оледенений и редкими участками альпинотипного рельефа, с современными каровыми и карово-долинными ледничками; грядово-останцовые низкогорья Восточного Урала с отдельными останцовыми вершинами из магматических пород; денудационная холмистая-увалистая равнина Восточного Урала (наиболее развита на Среднем Урале); денудационно-аккумулятивная равнина Южного Зауралья.

На Урале орографически обособлены кряж Пай-Хой, среднегорные Полярный и Приполярный Урал с очагами современного оледенения; среднегорный Северный Урал, низкогорный Средний Урал и среднегорный Южный Урал. На каждом широтном отрезке рельеф орографических зон имеет свою специфику, что связано с различиями в проявлении новейшей тектоники и с зональностью экзогенных процессов на современном этапе и в плейстоцене. Наиболее сложное строение имеет рельеф Южного Урала, где на отрезке между 54-й и 55-й параллелями поднимается пять–семь хребтов, в то время как Полярный Урал поднимается всего двумя–тремя гребнями. Площадь распространения широтных орографических зон в первом приближении совпадает с распространением природных зон и подзон, что и положено в основу ландшафтного районирования.

Пай-Хой. На севере Уральское поднятие далеко выступает в Северный Ледовитый океан, образуя Югорский полуостров, по оси которого в юго-восточном направлении тянется система невысоких (300–400 м) мелкосопочных гряд и кряжей Пай-Хой с высшей точкой горой Мореиз (432 м), разделенных участками аккумулятивных равнин с широким развитием термокарста. В продольной депрессии заложена долина реки Большая Ою, впадающей в пролив Югорский Шар. Широкая поперечная депрессия, в которой заложилась долина реки Кары, отсекает Пай-Хой от Заполярного Урала, меняющего азимут простирания почти под прямым углом. На северо-востоке Югорского полуострова между кряжами Пай-Хоя и побережьем Байдарацкой губы выявлена Карская астроблема диаметром до 65 км, датированная концом мела – началом палеогена.

¹³⁸ Воскресенский С.С. Геоморфология СССР ...

Полярный Урал вытянут в юго-западном направлении от горы Константинов Камень до верховьев реки Хулга. Высоты его вершин колеблются в пределах 1200–1400 м с максимальной отметкой 1499 м (гора Пай-Ер). Горная страна на большей части не превышает 60 км в ширину. Осевую зону Большого Урала пересекает узкая продольная тектоническая депрессия, отделяющая к востоку от основного хребта Малый Урал. Поперечные глубокие сквозные долины разрезают горную систему на ряд звеньев. По одной из них – Собь-Елецкому перевалу с абсолютными отметками менее 200 м – проложена железная дорога на город Лабитнанги. По Собь-Елецкой депрессии от Полярного Урала отделяют более широкий и мощный отрезок – Заполярный Урал.

Будучи одним из центров оледенения в плейстоцене, Полярный Урал испытал сильное расчленение, и его междуречные гребни превратились в карлинги с множеством каров. Для троговых долин типичны большая ширина днищ, относительно малая глубина, множество поперечных порогов-ригелей, формирующих озерные ванны. Древние ледниковые формы поздневалдайской (сартанской) эпохи слабо нарушены эрозией и мерзлотно-солифлюкционными процессами и сохраняют первичный облик. Большую площадь занимают каменные моря и курумы. Заметна роль современного оледенения.

Приполярный Урал лежит между реками Хулга и Щугор, поднимается на 1600–1800 м и является наиболее высокой частью всей горной страны. Отличительными чертами Приполярного Урала являются сочетание свежих ледниковых форм с реликтовыми, переработанными эрозионными и склоновыми процессами, наличие узких пилообразных гребней и высоких пирамидальных вершин, большая глубина расчленения. Высочайшие хребты слагают древние кристаллические породы, прорванные интрузиями гранитов, причем простирание складок определяет направление хребтов. Наиболее массивная, расширенная и высокая область находится вблизи 65-й параллели, где общее направление Уральской страны коленообразно меняется на меридиональное и весь горный массив распадается на несколько хребтов.

По высоте выделяются хребты Исследовательский, Народо-Итьинский, Малды, Росомаха, место слияния которых венчает высочайшая гора Урала – Народная (1895 м). Горный узел дополняют свыше десятка вершин с отметками более 1750 м, в том числе горы Манарага (1820 м), Карпинского (1793 м) и Манси-Ньер (1774 м). С запада к осевой зоне примыкают хребты Восточные Саледы (1300–1550 м), Западные Саледы (1100–1300 м), Обеиз (900–1000 м), а также несколько обособленный хребет Сабля (1425 м), уклоняющийся на северо-запад и переходящий в низкогорный (ниже 200 м) кряж Чернышева, выдвинутый в Печорскую низменность на 150 км.

Среднегорная зона Западного макросклона уступом спускается к узкой полосе низких волнистых парм. С востока к осевой зоне примыкают предгорные плато высотой 500–800 м (к Народо-Итьинскому хребту – плато Испытателей Природы), которые уступом высотой 200–300 м отделяются от полосы низких холмистовалистых предгорий, переходящих в заболоченную Ляпинскую низменность.

Северный Урал вытянут строго меридионально от широтного колена реки Щугор до истоков рек Тура и Усьва и имеет среднегорный рельеф. На севере Северный Урал открывает двуглавая гора Тельпос-Из (1617 м), на юге его завершают горы Конжаковский Камень (1569 м), Косьвинский Камень (1519 м) и Ослянка (1122 м). Водораздельную зону осевого поднятия высотой 700–800 м и более образуют хребты, сложенные кристаллическими породами. К северу от верховьев Печоры хребты осевой зоны называют Поясовым Камнем. Южнее его продолжают массивы Отортен, Хоза-Тумп, а далее – Уральский хребет, параллельно которым на западе протягиваются высокие хребты Тулымский Камень, Ишерим и Кваркуш. К востоку от осевой зоны высоко поднимаются отпрепарированные интрузивные массивы Конжаковский Камень, Тылайский Камень, Денежкин Камень, Чистоп. Несколько западнее водораздельного хребта стоит Тельпос-Из.

Вместе с предгорьями вся система, образованная параллельными грядами и хребтами шириной 5–35 км, разделенными продольными тектоническими депрессиями, по которым заложены долины верховьев рек Щугор, Вишера, Илыч, расширяется до 150–180 км. Гребни хребтов приподняты над днищами долин, как правило, на 300–400 м, изредка на 1000 м и более. Так, вершина Тельпос-Из лежит выше русла Щугора на 1400 м. Вершины часто сглажены, скальные выходы не типичны и обычны лишь в долинах рек. Верхние области гор на больших площадях покрывают крупноглыбистые россыпи и курумы. Реликтовые кары и трогии сохраняются только в северной части, южнее они полностью переработаны склоновыми и флювиальными процессами. Узкие депрессии между хребтами имеют эрозионное происхождение и выработаны в менее устойчивых к размыву породах. Долины рек, наследующих трогии, хорошо разработаны, террасированы. Долины, пересекающие хребты вкрест простиранию поднятий, обычно узкие, с массой порогов и скал – «каменной» по берегам. На Вишере известны живописные камни – Ветлан, Писаный.

В рельефе Северного Урала выделяют четыре эрозионные поверхности выравнивания, которые, по мнению С.С. Воскресенского¹³⁹, являются остатками древней единой поверхности выравнивания, сформированной еще в палеогене на месте более ранних гор, а затем неравномерно приподнятой на разную высоту на неотектоническом этапе. Поверхности выравнивания отделены отчетливыми уступами. Поверхности с высотами 1500–1600 м образуют пологие площадки на вершинах гор. Ступень 1000–1100 м читается на склонах самых высоких гор либо формирует облик более низких вершин указанной высоты. Мягкие очертания вершин нарушают выступы более устойчивых к выветриванию пород. Наиболее известен гребень хребта Маньпупунёр: столбовидные останцы из серицито-кварцитовых сланцев возвышаются на 30–42 м над его широкой и плоской поверхностью. Ступень на высотах 750–800 м образует днища межгорных понижений в осевой части гор и уплощенные вершины парм. Самая низкая поверхность выравнивания высотой 200–300 м отвечает днищам долин в предгорьях.

¹³⁹ Воскресенский С.С. Геоморфология СССР ...

На Северном Урале отчетливо проявляется асимметрия западного и восточного макросклонов, где осевая зона смещена далеко к востоку. Реки восточного склона более активны, глубже врезаны, что связано с наличием более узкой полосы предгорий, из-за чего базис эрозии придвинут к истокам рек. Относительно узкая полоса восточных предгорий (Восточно-Уральские увалы) представлена множеством коротких кряжей и гряд высотой 250–300 м. Западный макросклон расширен за счет нескольких линий парм – предгорных гряд с пологими вершинами высотой 400–700 м. Хорошо обособлена единая линия гряд Ыджидпарма и Высокая Парма. На запад выдвинуты Ямжачная Парма и Полюдов Кряж. В пермских известняках Полюдова кряжа, прорезанного рекой Колва, выработана одна из крупнейших карстовых систем Урала – Дивья пещера с комплексом натечных форм.

Средний Урал обособлен как обширное низкогорье между истоками рек Усьва и Тура на севере и широтным коленом долины реки Уфалей на юге. Сниженный характер рельефа стал результатом слабых вертикальных движений на неотектоническом этапе: древний пенеплен Среднего Урала отстал в поднятии по сравнению с Северным и Южным Уралом.

В современном рельефе западный макросклон Среднего Урала сильно расширен и часто именуется Уфимским амфитеатром, так как увалы и линии разломов образуют изгиб к востоку, где герцинские складки упираются в жесткий выступ Русской платформы, выраженный в рельефе Уфимским плато. При этом в осевой зоне горной страны изгиб почти не читается. Западный склон открывает Уфимско-Сылвинское понижение, сменяемое к востоку полосой низких (300–400 м) западных предгорий. По высоте выделяются Сабарский Увал (564 м) и хребет Белый Спой (568 м).

Предгорные массивы слагают слабодислоцированные известняки, доломиты, гипсы и ангидриты, подверженные развитию карста. Наиболее популярна Кунгурская ледяная пещера, образованная в теле испещренной карстовыми воронками Ледяной горы на правом берегу Сылвы. Пещера вытянута на 5,7 км, содержит 58 гротов, из которых наиболее известны Метеорный, Великан, Бриллиантовый и самый обширный грот Географов объемом около 50 тысяч кубометров. Кунгурскую пещеру ежегодно посещают в среднем 80 тысяч туристов.

В глубоких долинах на берегах рек возвышаются вертикальные известняковые уступы, на реке Чусовой именуемые «бойцами». Называть их так стали в XVIII веке, когда вниз по течению реки сплавляли деревянные барки с железом уральских горных заводов. Чусовая мелководна, поэтому сплав тяжелых барок был возможен только весной. Для обеспечения нужного подъема воды владельцы заводов открывали створы заводских плотин, поднимая уровень воды в реке до нужной высоты. По высокой и быстрой воде тяжелые плоскодонные барки, несмотря на усилия гребцов, на поворотах русла часто разбивались о береговые утесы. Среди них самый высокий и протяженный – утес Великан, тянущийся на два километра. Опасен и камень Мултык, у которого сплавщикам приходилось активно работать веслами («мултычить»).

В геологическом отношении примечательны камни Юрта, Дужной и Гнутый, где в уступах скал вскрыты сложно изогнутые складки. Типичны камни с крутым

(Гребни, Щит) и почти отвесным (Плиты, Гребни, Дыроватые Рёбра, Сокол) падением слоев, а также камни с пещерами (Дыроватый, Печка, Пещерный, Ермак). Живописны камни Могильный, Шайтан, Балабан, Боярин и Омутной.

Аналогичные природные процессы и формы рельефа сопровождают склоны долин рек Уфа, Койва, Серга и других. Богатство истории и природного ландшафта в сочетании с транспортной доступностью стало причиной высокой популярности Чусовой у туристов-водников.

В приводораздельной части Среднего Урала в узкой полосе шириной 30–40 км между предгорьями Уфимского амфитеатра на западе и Зауральским плато на востоке по обе стороны от осевого Уральского хребта поднимаются наиболее высокие из низкогорных гряд. В северной части приподняты интрузивный массив Качканар (883 м) и кварцитовый хребет Басеги (993 м). На юге возвышается кварцитовый гребень горы Шунут (724 м) на Коноваловском хребте, который сопровождают субпапаллельные Бардымский хребет на западе и Ревдинский на востоке. Железные дороги пересекают осевую зону по перевалам с отметками около 400 м на фоне холмисто-увалистого низкогорья и редких островных вершин.

Главный водораздел рек Чусовой и Исети смещен к востоку, в зону предгорных увалов, из-за чего почти вся горная страна дренируется реками бассейна Камы. Восточнее водораздельной зоны простирается широкий пенеплен Зауральского плато. Оно приурочено к широкому поясу гранитных интрузий, прорвавших породы протерозоя и палеозоя, и соответствует осевой зоне Урала герцинской эпохи. На месте наиболее высоких горных сооружений позднего палеозоя в настоящее время господствует спокойный плоскоувалистый рельеф с высотами 300–400 м. Восточнее высоты снижаются до 200–250 м, а на границе с Западной Сибирью, в районе городов Алапаевск, Артемовский и Каменск-Уральский, где палеозойские структуры скрываются под толщей отложений кайнозоя, – до 150–200 м.

Южный Урал начинается от широтного колена долины реки Уфалей и горы Юрма на севере и простирается на юг до широтного колена реки Урал, до границы России с Казахстаном. Направление хребтов и долин меняется с субмеридионального на юго-юго-восточное, из-за чего Южный Урал рассматривают как южное крыло Уфимского амфитеатра.

Горный пояс по сравнению со Средним Уралом существенно расширен – до 100–130 км и состоит из низких и средневысотных хребтов шириной 10–20 км, с более узкими тектоническими депрессиями между ними. С.С. Воскресенский характеризует горы Южного Урала как типично эрозионные, т.е. возникшие при расчленении водной эрозией тектонических поднятий.

Наиболее протяженная и выдержанная линия водораздельных хребтов – Уральского и Уралтау – в пределах пояса современных горных сооружений отжата далеко к востоку и отличается относительно низкими высотами. Высшая точка Уралтау – гора Арвяк-Рязь (1067 м). От Уралтау на юг ответвляется линия хребтов Крыктытау и Ирендык. Наиболее высокие сооружения лежат западнее Уралтау, приурочены к тектонической структуре Башкирского поднятия и сложены кварцитами и кристаллическими сланцами протерозоя. Непосредственно с запада Уралтау сопровождает линия хребтов с высотами 1000–1200 м – Юрма,

Таганай, Уреньга и Аваляк, цепь которых на юге завершает массив Иремель (1586 м). Западнее и южнее тянется цепь более мощных хребтов с высотами 1200–1400 м – Нургуш (1406 м), Зигальга (1425 м) и Нары. Несколько восточнее Зигальги и Нары воздымается высочайшая гора Южного Урала – купол Ямантау (1640 м), от которого расходятся короткие гряды с высотами более 1000 м – хребты Машак, Бакты и Белятур. Южнее поднимается серия разрозненных куполов массива Крака, сложенных перидотитами, габбро и серпентинитами. Каждый округлый в плане купол (в частности, Авдектэ) имеет плоскую вершину и расчленен глубокими ущельями на множество крутосклонных узких гребней, звездообразно расходящихся от вершины. Глубокое и густое расчленение, несмотря на относительно малые высоты от 800–900 до 1037 м создают впечатляющий эффект горной страны.

К западу и к югу среднегорный пояс Южного Урала полудугой окаймляют низкие (500–700 м) гряды, среди которых выделяются хребты Сулея, Карязы, Зильмердак, Колу (все до 1000 м). В целом для высоких гор Южного Урала типичны уплощенные расширенные слабоволнистые вершины – реликты древней поверхности выравнивания, приподнятой на разные высоты. Плоская вершина Ямантау имеет площадь около одного гектара. Редкие скалистые гребни на вершинах обусловлены избирательной денудацией, обнажившей более устойчивые к экзогенным процессам наклонно или отвесно лежащие пласты и дайки. Сглаженные поверхности горных массивов одевают курумы, склоны покрывают каменные реки. От древних ледниковых форм сохранились лишь несколько каров на хребте Зигальга.

Полосу западных предгорий образуют низкие увалистые кряжи. В закарстованных породах палеозоя активен карст, создавший в том числе и памятники природы – Большую Усть-Катавскую пещеру в скалах Хапова гребня на берегу реки Катав и Игнатьевскую пещеру в долине реки Сим, известную наскальными рисунками. На окраине горной страны зону предгорий предваряет Бельская низина на правом берегу реки Белой, на северо-западе – возвышенная волнистая Юрюзано-Айская равнина, между которыми вклинивается горстовый выступ гор Каратау (до 692 м), где вскрываются породы протерозоя. Спокойный рельеф междуречий сменяют перепады высот в 200–250 м в долинах Белой, Юрюзани, Инзера.

Полосу восточных предгорий образует цепочка увалов и низкогорных кряжей к востоку от линии Уралтау – Ирндык, сложенных осадочными и вулканогенными породами палеозоя и прорванных интрузиями. В юго-западном направлении протянулись Ильменские горы (до 748 м), горы Сугомак, Егоза, Вишневые, Потанины. В зоне Главного Уральского разлома возникла цепь тектонических депрессий, занятых обширными озерами.

С востока Уральскую страну завершает широкая (60–90 км) полоса Зауральской возвышенной равнины (Зауральское плато) со средними высотами 250–300 м, (в южных районах 350–400 м), спокойный волнистый рельеф которой нарушают останцовые грядовые и холмистые массивы высотой до 450–500 м, а вблизи предгорий – обширные участки холмисто-котловинной заозеренной равнины. Междуречья сохраняют общий облик древнего выровненного пенеplена. Глубина рас-

членения существенно возрастает в долинах глубоко врезаемых рек. На участках распространения карбонатов развит карст (Смолинская пещера на реке Исеть).

На обширном пространстве между широтными коленами речных долин Белой и Урала расположилось Южно-Уральское плоскогорье с высотами 450–500 м. В его пределы вклинивается с севера южное продолжение Уралтау – хребет Ирендык, но в целом хребты к югу становятся ниже, распадаются на отдельные всхолмления и гряды. На западе поверхность плоскогорья опускается к плоским возвышенностям Общего Сырта, на востоке переходит в более низкий пенеплен Зауральского плато. Эрозионные процессы привели к глубокому расчленению территории, что особенно заметно на юго-восточной окраине плоскогорья, где долины рек Урал и Губерля в совокупности с притоками вырезали узкий и глубоко расчлененный участок плоскогорья, создав Губерлинские горы высотой 300–350 м.

В строении рельефа Урала нашли отражение особенности его палеозойского структурного плана. Урал представляет собой мегантиклинорий, состоящий из чередующихся антиклинориев и синклинориев, вытянутых преимущественно в меридиональном направлении и создающих особую продольно-зональную структуру. С запада на восток здесь сменяются пять-семь структурно-тектонических зон: Предуральский краевой прогиб, зона краевых антиклинориев, зона сланцевых синклинориев западного склона (Зилаирский, Лемвильский), Уралтауский антиклинорий, Магнитогорско-Тагильский (Зеленокаменный) синклинорий, Урало-Тобольский (Восточно-Уральский) антиклинорий, Восточно-Уральский (Аятский) синклинорий¹⁴⁰. Структурный план в наиболее полном виде представлен на Южном и Среднем Урале, севернее он упрощается за счет исчезновения двух восточных зон, которые погружаются под чехол мезо-кайнозойских отложений плиты Западной Сибири. Каждой структурно-тектонической зоне свойственны свои история развития, литология, особенности рельефа и проявления экзогенных процессов.

Предуральский краевой прогиб сопровождает Уральскую горную систему с запада. Он заполнен толщей отложений преимущественно пермского возраста, в нижней части морских, в верхней – континентальных, которые большей частью являются продуктами разрушения уральских герцинид. Прогиб неоднороден в строении и состоит из отдельных впадин (Бельской, Уфимско-Соликамской, Печорской, Воркутинской и др.), разделенных горстами Каратау, Полюдова Кряжа, Чернышева, Чернова.

Знаменитая соленосная толща кунгурского яруса нижней перми развита в Бельской и Уфимско-Соликамской впадинах. В пределах Бельской низины сформирован Ишимбайский газонефтяной район. Во впадинах севера их сменяет угленосная толща. С добычей соли связан начальный этап освоения русскими минеральных ресурсов Урала, который привел к появлению первого промышленного центра Урала – Усоля Камского, позднее переименованного в Соликамск. Рассолоподъемные трубы и варницы на берегу реки Усолки появились уже в 1430 году. Соль как стратегический ресурс, дающий возможность длительного хранения продуктов питания обеспечивала продовольственную безопасность страны и была

¹⁴⁰ Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР ... ; Раковская Э.М., Давыдова М.И. Физическая география России ...

важным предметом российского экспорта. В рельефе краевой прогиб представлен полосами парм и депрессий.

Зону синклиналиев западного склона, лежащую к востоку от краевого прогиба, слагают более древние осадочные породы палеозоя. В западной части поверхность формируют карбонаты каменноугольного периода, восточнее вскрыты сланцы девона, известняки силура и слои ордовика с дайками и следами вулканизма. Полезные ископаемые в целом представлены сырьем для строительной индустрии. Зону синклиналиев осложняет Башкирский антиклинорий, сложенный толщами рифея. Зона западных синклиналиев выражена Зилаирским плато на юге, куполами габбро-перидотитовых интрузий хребта Крака в Башкирии, короткими краевыми хребтами и поднятиями Высокой Пармы.

Уралтауский антиклинорий (на севере – Харбейский) формирует осевую структурно-тектоническую зону Урала. Его характеризуют сильно сжатые, а нередко и опрокинутые складки метаморфических пород докембрия и кембрия – гнейсов, кварцитов, сланцев. На востоке антиклинорий ограничивает меридионально вытянутый Главный Уральский глубинный разлом, ослабленная зона которого обеспечила возможность внедрения цепочки интрузий основных и ультраосновного состава пород с комплексом месторождений никеля, кобальта, хрома, платины. К породам рифея приурочены залежи железных руд. Антиклинорий в рельефе имеет вид горного хребта: с севера на юг он последовательно выражен Исследовательским хребтом, Поясовым Камнем, Уральским хребтом и хребтом Уралтау. Осевой антиклинорий, подчиняясь выступам жесткого фундамента Русской платформы – Уфимскому горсту на юге и Усинскому своду на севере, дважды отклоняется от меридионального простирания, образуя выраженные изгибы к востоку.

Магнитогорско-Тагильско-Щучьинский синклиналий – последняя из хорошо выраженных на всем протяжении Урала структурно-тектонических зон. В его пределах залегают диабазы, порфириды, туфы и яшмы, накапливавшиеся с ордовика до карбона, толщи которых прорывают крупные интрузии кислого состава. Интрузии ультраосновных пород развиты в меньшей степени и приурочены к разломным зонам по внешним границам синклиналия. Метаморфизация пород привела к формированию минералов с зеленым оттенком, отчего синклиналий также именуют Зеленокаменным. В рельефе синклиналий выражен сетью коротких кряжей и хребтов, слабо приподнятых над обширными плоскими и волнистыми понижениями, в которых стоят крупные промышленные центры: Нижний Тагил, Екатеринбург, Полевской, Магнитогорск, Сибай. Наибольшее значение среди полезных ископаемых данной зоны имеют медноколчеданные и железные руды, россыпи золота, малахит, драгоценные и полудрагоценные камни. Малахиты в России стали добывать с начала XVIII века, и к настоящему времени знаменитые малахиты рудника Гумёшки у города Полевского, описанные в сказках П.П. Бажова, почти исчерпаны, значение сохраняет лишь Коровинско-Решетниковское месторождение в окрестностях Нижнего Тагила.

Восточно-Уральский антиклинорий (поднятие) выражен к югу от широты Нижнего Тагила в южной части Урала. К северу породы погружаются под че-

хол мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Сланцевые и вулканогенные породы палеозоя и рифея в позднем палеозое были прорваны интрузиями гранитоидов. С интрузиями связаны месторождения железа и золота. Здесь же прослеживаются короткие цепочки ультраосновных интрузий.

К восточному склону Урала приурочены Качканарская группа титаномагнетитовых месторождений, Кимперсайская группа хромовых месторождений, Серово-Ивдельский марганцеворудный район, Мариинские копи (Малышевское месторождение) изумрудов у города Асбест.

Берёзовское месторождение золота в окрестностях Екатеринбурга разрабатывается с 1745 года, знаменующего рождение золотодобывающей промышленности России. Добыча золота начиналась здесь с промывки аллювиальных россыпей, но в настоящее время она ведется из коренных источников в шахтах глубиной более 400 м. Берёзовское месторождение славится коллекционными минералами – красивыми образцами золота в кварце, галенита, актинолита, турмалина, хризоберилла.

Наиболее выразительный пример геологического богатства представлен в Ильменских горах на севере Челябинской области, где складчато-глыбовые структуры пронизаны пегматитовыми жилами, которые содержат топаз, амазонит, аквамарин, циркон, фенакит, сапфир, турмалин, а кроме того, еще 16 минералов, которые были впервые в мире открыты и описаны именно в Ильменских горах. В их числе оксид титана – ильменит, минералы церия – монацит и поляковит, минерал иттрия – самарскит, из которого М. Кюри впервые получила новый элемент – самарий.

В процессе длительной денудации геологический выступ антиклинория оказался сильно разрушен и в настоящее время имеет вид холмистой полосы восточных предгорий, а на юге представлен Зауральским пенепленом.

Аятский синклиний завершает структурно-тектонический план Урала на востоке. Большая часть синклиория погребена под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты, и лишь западное крыло прогиба входит в состав крайней южной части горной системы. Сильно дислоцированные отложения палеозоя прорваны множеством интрузий. Длительная история разрушения и спокойный режим развития в альпийскую эпоху создали в рельефе на структурах синклиория денудационную равнину Зауральского плато.

Климат и связанные с ним природные явления

Климат Урала определяют три основных фактора. Во-первых, значительная протяженность хребта по меридиану от побережья Северного Ледовитого океана к центру материка, объясняющая общее нарастание температур и усиление континентальности климата в южном направлении – от суровых условий субарктики до засушливых Оренбургских степей. Во-вторых, заметный барьерный эффект Уральских гор, стоящих на пути западного переноса воздуха с Атлантики, создающий разницу в увлажнении и в температуре воздуха на навет-

ренных и подветренных склонах и в разной степени выраженный на разных широтных отрезках в зависимости от высоты горных сооружений. В-третьих, на климат влияет сложная мозаика хребтов и гряд и межгорных котловин, создающая условия для развития орографических инверсий, фенів и горнодолинных ветров в зимнее время.

Суммарная солнечная радиация увеличивается от 70 ккал/см² в год в северных районах, до 100 ккал/см² в год в южных за счет роста высоты Солнца с широтой и повышения доли прямой радиации в более континентальных областях. Радиационный баланс соответственно нарастает от 15 до 35 ккал/см² в год.

В циркуляции воздуха над Уралом значительна роль адвекции трансформированных над Европой влажных воздушных масс и циклонов с Атлантики, приносящих на западный склон повышенное количество осадков и более снежные зимы. Циклональные процессы, особенно зимой, более типичны для севера Урала, тогда как юг в течение года находится под воздействием отрогов Азиатского максимума зимой и Азорского – летом. Общую циркуляцию нарушают процессы меридионального переноса: зимой арктический воздух вдоль Урала устремляется на юг, а летом сухой и прогретый воздух прорывается на север.

Контраст среднемесячных температур наиболее заметен в летний период, когда определяющее значение имеет величина солнечной радиации. В июле средняя температура воздуха на Пай-Хое составляет (+7...+8) °С, на равнинах Полярного Урала – (+10...+12) °С, Приполярного – (+13...+14) °С, Северного – от +14,5 °С на севере до +16 °С на юге, Среднего – (+16...+17,5) °С. На Южно-Уральском плоскогорье среднеиюльские температуры поднимаются до (+18...+20) °С, а в степном Зауралье – до (+20...+22) °С при максимальных значениях до +42 °С. На восточном склоне летом теплее, чем на западном: изотермы июля отклоняются на 50–100 км к северу из-за меньших затрат тепла на испарение в более сухом климате. Длительность безморозного периода нарастает от 45–60 дней на севере до 135 дней на юге.

В зимнее время при низком стоянии Солнца и малом объеме солнечной радиации первостепенное значение приобретает адвекция воздушных масс с Атлантики, что при меридиональном простираии Урала минимизирует разницу среднеянварских температур в диапазоне от минус 22 °С на севере до минус 17,5 °С на юге. При этом в районе Полярного круга и севернее абсолютный минимум достигает минус 53 °С, а на юге Зауралья минус 43 °С. При направлении зимних изотерм с северо-запада на юго-восток восточный склон в пределах одной параллели оказывается на 1,0–1,5 °С холоднее Предуралья.

В начале XXI века повсеместно наметилась тенденция к явному росту зимних (на 1,5–2,0) °С и, в меньшей степени, летних (на 1,0–1,5) °С температур воздуха в сравнении с показателями второй половины XX века. Так, в субарктической Амдерме средние за январь температуры выросли с минус 18,8 до минус 16,7 °С, в Златоусте – с минус 14,6 до минус 12,8 °С, в степном Оренбурге – с минус 14,3 до минус 11,9 °С. Соответственно средние за июль температуры выросли с +6,5 до +7,7 °С в Амдерме, с +16,4 °С до +17,3 °С в Златоусте, с +22,0 °С до +22,9 °С в Оренбурге.

В горных участках годовая сумма осадков почти повсеместно выше 550–600 мм. Наибольшее количество осадков в течение года получают западные наветренные склоны Приполярного (до 1000–1400 мм) и Полярного (до 800–1200 мм) Урала, лежащие поперек основных траекторий циклонов. На крайнем севере холодный и сухой арктический воздух ведет к снижению этого показателя от 300 до 420 мм на побережье в Амдерме. В западных предгорьях Северного и Среднего Урала за год выпадает около 650–750 мм осадков, в верховьях Вишеры – до 850–950 мм, тогда как на юге их сумма снижается до 360 мм в Оренбурге. Восточные склоны, лежащие в ветровой тени, получают меньше осадков на 100–200 мм. Снежный покров на севере держится 240–250 дней, на юге – 150–160 дней. Мощность снежного покрова за западным склоном Приполярного, Северного и в ряде мест Южного Урала превышает 90 см, причем в горных логах и долинах слой снега возрастает до 1,5 м и более. На склонах встречаются лиственницы, спиленные на высоте в рост человека, что объясняется заготовкой древесины в зимнее время, когда комель и нижняя часть ствола скрыты под толстым слоем снега. На подветренном восточном склоне мощность снежного покрова снижается до 60 см, а в южном Зауралье к концу зимы составляет не более 30–40 см.

Барьерный эффект Уральских гор хорошо иллюстрируют различия при сравнении среднегодовых метеоданных в пунктах, лежащих на одной широте по обе стороны от хребта. Так, на Северном Урале на 60° с. ш., в предуральской Чердыни среднегодовая температура воздуха составляет +1,5 °С при 748 мм осадков, а в зауральском городе Ивдель, за линией хребтов высотой 1000–1300 м, – соответственно +0,5 °С при 524 мм. На Среднем Урале долготные различия среднегодовых показателей, несмотря на низкогорный характер рельефа, также заметны: в Перми температура воздуха +3,2 °С при 660 мм осадков; в поселке Бисер, что лежит на реке Койве, вследствие положения в западных предгорьях количество осадков возрастает до 850 мм; в Нижнем Тагиле, на восточном подветренном макросклоне, сумма осадков снижается до 700 мм, а в лежащем восточнее равнинном Туринске годовая сумма осадков падает до 560 мм при температуре +2,0 °С. Заметно трансформирует воздушные массы и средневысотный Южный Урал: на 55-й параллели, в Уфе, среднегодовая температура воздуха составляет +4,4 °С при 380 мм осадков, а на окраине Западной Сибири, в Кургане, воздух охлаждается до +2,4 °С и становится заметно суше (275 мм осадков в год).

Согласно схеме климатического районирования Б.П. Алисова и Н.А. Мячковой, север Урала до широты Полярного круга лежит в пределах атлантической области субарктического пояса и характеризуется умеренно холодным и влажным климатом с суммой активных температур около 200 °С. Подавляющая часть территории Урала, около 85 % его протяженности, лежит в умеренном климатическом поясе. От Полярного круга до широты водораздела Печоры и Тавды простирается атлантико-арктическая область умеренно теплого и избыточно влажного климата, где сумма активных температур возрастает до 800–1400 °С. Южнее осевая зона Урала выступает и климаторазделом для четырех областей. Западный макросклон до широты города Стерлитамака лежит в пределах атлантико-континентальной европейской области с умеренно теплым и умеренно влажным

климатом, а южнее – в пределах атлантико-континентальной европейской области умеренного пояса с очень теплым и недостаточно влажным климатом, с суммой активных температур более 2600 °С. Восточный склон до широты Екатеринбурга лежит на западной окраине континентальной западносибирской области умеренного пояса с умеренно теплым и умеренно влажным климатом, а южнее – в континентальных западносибирской и североказахстанской областях с теплым и недостаточно влажным климатом. Сумма активных температур в степном Зауралье падает до 1800–2400 °С.

Основными следствиями климатических различий на Урале являются географические зональные и долготные особенности формирования внутренних вод, почвенно-растительного покрова и животного мира.

Внутренние воды. Уральский хребет является водоразделом бассейнов рек, впадающих в Баренцево и Карское моря Северного Ледовитого океана, и рек внутреннего бессточного Арало-Каспийского бассейна.

Вследствие смещения главного водораздела к востоку горной страны реки западного макросклона, несущие воды в бассейны Каспийского (Урал, Белая, Чусовая, Вишера) и Баренцева (Печора) морей, в пределах Урала отличаются заметной протяженностью. Как правило, их долины начинаются в низкогорьях восточного склона на высотах 500–600 м, где происходит разгрузка грунтовых вод. Гидрографическая сеть имеет ортогональный рисунок, который образуют длинные меридиональные отрезки течения в широких долинах, заложенных в продольных депрессиях межгорных котловин, и короткие широтные в узких и глубоких долинах, где реки круто поворачивают на запад, «пропиливая» осевую зону.

Характерный для западного Урала рисунок гидросети объясняют древностью речных долин, развитие которых шло синхронно с поднятиями неотектонического этапа. Таковы долины Белой и ее притока реки Уфы, Урала с Сакмарой, Чусовой с Серебрянкой и Койвой, а также Сылвы. Рисунок гидросети дополняют притоки реки Белой – Инзер, Зилим, Нугуш и Узьян, Уфа с притоками Ай и Юрюзань, на севере – Вишера с притоками Улс и Колва, Печора с притоками Уса, Илыч и Щугор.

Реки восточного макросклона в пределах Урала, как правило, короче и относятся к Обь-Иртышскому бассейну (Щучья, Собь, Войкар, Хулга, Северная Сосьва, Ивдель, Сосьва, Тура, Тагил, Нейва, Исеть, Теча, Миасс, Уй) и к бассейну Карского моря (Байдараха). Отдельного упоминания заслуживают река Кара и ее левые притоки: она берет начало на западном склоне, затем разворачивается на север и восток, по широкой депрессии, отрезающей Урал от Пай-Хоя, пересекает хребет, а далее впадает в Карское море.

Количество осадков и коэффициент увлажнения определяют водность уральских рек. Наиболее полноводны реки в горах таежной зоны, где на большей территории среднегодовой модуль стока составляет 10–25 л/с с 1 км², а в верховьях Вишеры и Печоры достигает 40 л/с с 1 км². Относительно полноводны и реки тундровой зоны (8–12 л/с с 1 км²). В лесостепях и степях Зауралья модуль стока снижается до 1–3, а на крайнем востоке Оренбуржья до 0,5 л/с с 1 км² в год; речная сеть становится редкой, а реки – мелкими и маловодными. Водность уральских рек

оказывается недостаточной в густонаселенных промышленных районах Среднего и Южного Урала, что ведет к сильному загрязнению и исчезновению рыбы.

Доля снеговых вод повсеместно преобладает (более 50 %) в питании рек. Доля дождевых вод возрастает в горах. Для западного склона относительно высока роль подземных вод в связи с широким развитием карста. В северных районах в условиях развития многолетней мерзлоты, препятствующей подземной поставке воды, в питании рек возрастает доля дождевых вод; определенный вклад в питание дают талые ледниковые воды. В степных районах доля снегового питания возрастает до 80 %, и в засушливый летний период важную роль в летнем стоке играют подземные воды.

В режиме уральских рек выражено растянутое весеннее половодье, которое на севере смещается на начало лета. Для рек южных районов в условиях более быстрого схода снега характерен кратковременный и резкий подъем воды. Так, узкий в межень Урал в среднем течении разливается на 18–20 км.

Для рек бассейна Урала характерна чрезвычайная неравномерность стока: в многоводный год он может в 10–20 раз превышать сток маловодного года (например, 24 км³ в 1957 году против 2,6 км³ в 1967 году). Ледостав на северных реках начинается в начале октября и длится более семи месяцев, на юге наблюдается с середины ноября до начала – середины апреля.

Крупнейшие из озер Урала расположились в полосе тектонических депрессий Зауралья к востоку от зоны Главного Уральского Разлома и протянулись от города Невьянска до Миасса. На севере цепочку тектонических пресных озер открывает Синарская группа, в которую входят озера Иткуль площадью 30 км², Синара, Окункуль. Далее на юг следуют Каслинские озера (Большое Касли, Иртяш, Сунгуль), еще южнее – Кыштымская группа, включая Акакуль, Сугомак, Большую Нанугу и озеро Увильды площадью 71 км². На юге цепь крупных тектонических озерных котловин завершают Ильменские озера, в их числе – Аргазинское площадью более 80 км², Миасс, Тургойак, Кисегач, Ильменское и Чебаркуль.

В распределении озер хорошо проявляются зонально-региональные особенности климата. Так, территорию Югорского полуострова покрывает большое число мелких и малых по площади термокарстовых озер. В горных районах севера встречаются морено-запрудные озера в троговых долинах, в том числе Большое Щучье, глубиной до 104 м. Реликтами растаявших ледничков являются небольшие каровые озера, преимущественно существующие в верхнем поясе гор Приполярного Урала, но встречающиеся и южнее. Среди них озеро Тельпос площадью около 25 га и глубиной 49,5 м, расположенное на высоте 1081 м, на северном склоне горы Тельпос-Из. В лесостепях и степях равнинного Зауралья многочисленны округлые в плане пресные и солоноватые, а на юге изредка соленые и горько соленые пересыхающие озера в мелких (1–2 м) суффозионных котловинах. Для широких долин Уфы, Белой и других рек равнинного Предуралья и Южно-Уральского плоскогорья характерны озера-старицы.

Особое значение для Урала имеют искусственные водоемы. Среди них около 200 прудов, создававшихся с конца XVIII века при горных заводах путем подпруживания рек. Вода Нижне-Тагильского, Верх-Исетского, Невьянского, Виси-

мо-Уткинского и других заводских прудов, проываясь через створы плотин, приводила в движение водобойные колеса. Позднее были построены водохранилища на реках для водоснабжения городов и предприятий (Волчихинское на реке Чусовой), при запруживании озер (Аргази, Таватуй), а также водохранилище Ириклинской ГЭС на реке Урал.

Долгое время считалось, что на Урале нет современного оледенения. Первые ледники были открыты лишь в 1929 году в ходе экспедиции А.Н. Алешкова. Зона распространения современных ледников лежит между 64-й и 68-й параллелями. Преобладают небольшие каровые (их 2/3), но развиты также присклоновые и крупные карово-долинные ледники. Суммарная площадь 143 ледников – 25–28 км². Из них на Полярном Урале находятся 90 ледников площадью около 20 км², чему способствуют большое количество осадков, суровый климат и значительные высоты. На приполярном Урале, несмотря на еще большие высоты, но в более теплом климате число ледников заметно меньше. По размерам выделяются ледник МГУ длиной 2,2 км и крупнейший по площади (1,4 км²) ледник Института географии АН СССР. Зона современного оледенения простирается до наивысших поднятий на севере Северного Урала. Это ледник Говорухина длиной 800 м и ледник Южный (500 м) на склонах горы Тельпос-Из.

подавляющее большинство (2/3) ледников приурочено к западным склонам, которые получают существенно больше осадков в холодное время. Расчетная граница снеговой линии – около 1700 м, тогда как ледники лежат на 800–1200 м ниже и, после фазы активизации конца XIX века, с начала XX века повсеместно деградируют, потеряв 20–30 м толщины. Область распространения многолетней мерзлоты по вершинам хребтов простирается до 62° с. ш., а в виде островных участков сохраняется на Южном Урале, в том числе на плоской вершине массива Иремель.

Флора и почвенно-растительный покров. Вследствие своей большой протяженности Урал лежит в пределах арктической, евразийской таежной и евразийской степной подобластей голарктической флористической области, что формирует его видовое разнообразие и сходство с природой соседних платформенных равнин. Большеземельские мохово-лишайниковые и кустарничковые тундры на тундрово-глеевых почвах Югорского полуострова и лесотундры на глееподзолистых почвах сходны с малоземельскими и ямальскими. Тайга Урала отражает постепенный переход от восточноевропейской провинции к западносибирской, где к темнохвойным пихтово-еловым лесам начинают примешиваться лиственница и кедр.

Леса большей частью таежные, с елью сибирской, пихтой сибирской, с участием кедра, а в северных районах – лиственницы Сукачева, под которыми формируются подзолистые почвы, являются господствующим типом растительности на равнинах и в нижнем поясе гор. Для восточного склона Приполярного и части Северного Урала типичны леса из лиственницы. На Среднем и Южном Урале лиственница образует примесь в горных сосновых лесах. В западных предгорьях Южного Урала появляются теплолюбивые широколиственные элементы, в том числе дуб черешчатый, липа мелколистная, разные виды вяза, с подлеском из лещины, бересклета бородавчатого, жимолости и с неморальной свитой в травостое.

Уральский хребет выполняет роль климатического барьера для дуба, блокируя его продвижение на восток, а широтную зону дуба в более сухом и континентальном климате Зауралья занимает березовая лесостепь на выщелоченных черноземах, вклинивающаяся далеко на север.

Холмистые равнины Южного Урала лежат в полосе разнотравно-дерновинно-злаковых и разнотравных степей на обыкновенных черноземах и сухих ковыльно-злаковых степей на южных черноземах, которые тянутся от Волги до Алтая.

Зональность почвенно-растительного покрова осложняет высотная поясность, наиболее простая структура которой типична для низкогорий Пай-Хоя, а наиболее сложная – для высочайших массивов Южного Урала. По вершинам поднятий над поясом горной тайги далеко на юг проникают растительные сообщества тундр.

Состав флоры дает все основания рассматривать Уральскую страну как целостный самобытный регион, где в общий зональный фон, осложненный высотной поясностью, вкраплены реликты доледниковой и ледниковой эпох, а общее число эндемиков оценивается в 45–50 видов. В современной флоре Урала следует видеть отпечатки динамики климата в условиях неотектонических движений альпийской эпохи, что хорошо показано в работах П.Л. Горчаковского.

В палеоцене юг Урала занимали субтропические леса, в которых росли каштанодуб, лавр, магнолии, кипарисовик и фикусы. В эоцене проявилась общая аридизация теплого климата: появились пальмы из рода сабаль, секвойи, возросла доля вечнозеленых видов (лавров, фикусов) с чертами ксероморфности. Широколиственные леса из дуба, клена, каштана, ореха покрывали берег Тургайского моря на Восточном Урале, за которым простиралась Ангарида. В олигоцене море постепенно отступало, и при общем похолодании климата тургайская флора с листопадными лесами стала оттеснять полтавскую на юго-запад. Пространство стали занимать хвойные леса из сосен, таксодиума, тсуги, секвойи, ели, пихты и листопадные леса из дуба, бука, липы с участием гикори и вечнозеленого подлеска из падуба. В эпохи оледенений на юг Урала оттеснялись ареалы ели и пихты, а по склонам проникали арктикотундровые элементы, реликтовые ареалы которых при последующем потеплении в голоцене сохранились в дизъюнкции от зоны современных тундр.

В период максимального оледенения Южный Урал превратился в подобие островного массива, перекрытого с севера ледниками, к которому с юго-запада подступал сильно разливавшийся Каспий, а Западную Сибирь покрыли обширные зеркала приледниковых озер. Разнообразные варианты относительной изоляции способствовали сохранению климатических реликтов и запускали механизм видообразования эндемиков.

В современной флоре Урала усматривают три основные группы эндемиков. В зонах горных тундр, гольцов и на сырых околосоженных лугах изолированными группами растут высокогорные эндемики, в том числе качим уральский, ветреница пермская, кипрей уральский, гусиный лук ненецкий, ясколки Крылова, Городцова и Порфирьева, крестовник Игошиной, множество видов манжеток и ястребинок. Горностепные и скальные эндемики (минуарция Гельма, гвоздика уральская, астрагалы кунгурский и уральский, остролодочник Гмелина, лапчатка

Эверсманна, шиверекии Кузнецова и горная пижма уральская, разные виды тимьяна) более распространены на юге горной страны. К области распространения широколиственных лесов приурочены эндемичные чина Литвинова, короставник татарский, ветреница уральская, цицербита уральская.

На разных этапах истории на Урале отмежевались островки произрастания неогеновых и плейстоценовых реликтов. К числу доледниковых реликтов Урала относят дизъюнктивно распространенный в Евразии казацкий можжевельник. На Южном Урале он растет на открытых участках с выходами кристаллических пород. В плейстоцене, в эпохи похолоданий, при широком развитии перигляциальных условий далеко на юг проникли арктические элементы, которые в настоящее время сохраняются на скалистых речных берегах. Это дриады точечная и восьмилепестковая, камнеломка дернистая, жирянка альпийская, а также лапчатка Кузнецова – вид, типичный для Новой Земли, но обнаруженный на нескольких камнях-бойцах в среднем течении реки Чусовой. Реликты арктической флоры, отрезанные от основного ареала низкогорьями Среднего Урала, сохраняются южнее в поясе гольцов у вершин высочайших массивов Ирмель, Ямантау, Таганай, Зигальга. В числе этих реликтов – ллойдия поздняя, дриады точечная и восьмилепестковая, ива сетчатая, мытник Эдера, проломник Бунге. Флору Урала обогащают перигляциальные реликты из высокогорий Азии (примула Палласа) и Европы (горноколосник колючий).

На Урале произрастают охраняемые на федеральном уровне арктоус альпийский, венерин башмачок настоящий и крупноцветковый, северная орхидея калипсо луковичная, ковыли красивейший и перистый и опушеннолистный, копеечники крупноцветковый и Разумовского, ирис карликовый, рябчик русский, тюльпан Шренка, уральские эндемики – чина Литвинова, сосюрея уральская, минуарции Гельма и Крашенинникова.

Фауна. На Урале пересекаются территории ряда фаунистических комплексов териофауны: арктического (песцы, роды копытных и обских леммингов), голарктического (лисицы), циркумбореального (бурые медведи, настоящие куницы, горностаи, рыси, бурозубки, роды серых и рыжих полевок), евро-маньчжурского (лесные и полевые мыши, мыши-малютки, барсуки, косули), евро-сибирско-канадского (настоящие зайцы, росوماхи, лоси, северные олени), средиземноморского (русаки, лесные хорьки), европейского (кроты), сибирского (летяги, лесные лемминги), бореоатлантического (европейские норки, бобры, водяные полевки), понтийско-монгольского (хомяки, суслики, степные пеструшки). В южных регионах разнообразие возрастает за счет проникновения элементов даурско-понтийского (степной хорек, серые хомячки), каспийско-монгольского (большой тушканчик, перевязка, сайгак) и монгольского (джунгарский хомячок) фаунистических комплексов. Териофауну дополняют выходцы из восточных регионов – бореально-американского (бурундук), бореопацифического (узкочерепная полевка) и восточноазиатского (колонок) комплексов.

Отряд насекомоядных представляют 11 видов, из которых 6 видов – бурозубки – крошечная, малая, средняя, обыкновенная, арктическая и крупнозубая. Первые четыре вида распространены наиболее широко. Ареал арктической бурозубки включает субарктику и степную зону.

На Урале обитают кутора, редкая малая белозубка, два вида ежей, обыкновенный крот и выхухоль. Обыкновенный еж, не проникая на север тайги, населяет Урал к югу от широты горы Денежкин Камень. Ушастый еж, типичный обитатель среднеазиатских степей и пустынь, встречается к югу от Уфы. В XX веке на Урале велась работа по реакклиматизации русской выхухоли. Реликтовый зверек обитал здесь еще в XIX веке, о чем, в частности, сообщал Л.П. Сабанеев в 1874 году. В 30-е годы XX столетия выхухоль была выпущена в пойме реки Белой, в 50-е – в Ильменском заповеднике.

В фауне рукокрылых Урала не менее 8 видов: прудовая, водяная и усатая ночницы, ушан, северный кожанок, двухцветный кожан, нетопырь-карлик и рыжая вечерница. В приграничных регионах обитают нетопырь Натузиуса и ночница Наттерера. Распространению рукокрылых здесь способствует обилие пещер, в которых чаще других встречаются ушан и северный кожанок. Большие зимовальные скопления летучих мышей известны в Каповой, Смолинской, Дивьей, Пашийской и Лаклинской пещерах, а самая северная зимовальная колония обнаружена в старых штольнях на берегу реки Сосьвы.

Грызуны составляют почти половину видового богатства уральских млекопитающих и обитают во всех зонах и высотных поясах. В семействе беличьих типично лесные элементы – белка и бурундук, суслики и сурки – привязаны к травяным биомам степей. Байбак был широко распространен в степях Урала еще в XVIII веке, добывался из-за шкурки, на мясо и жир, но стал редок после распашки целины, и сегодня встречается на юге Башкирии, в Оренбургской области и в степной части Челябинской области. Большой суслик проникает на север до широты Екатеринбурга, малый встречается только на крайнем юге в сухих типчаково-ковыльных степях. Летяги населяют все типы лесов от поймы Сакмары до северной границы леса, но повсеместно редки. Редкая садовая соня, единственный вид семейства соневых на Урале, приурочена к широколиственным лесам. Жителем степей и лесостепей является и большой тушканчик. Во всех типах леса от Приполярного Урала до прирусловых кустарников в степях обитает лесная (северная) мышовка. Степная (южная) мышовка встречается в степных колках, не поднимаясь севернее города Чебаркуля.

Семейство хомячьих включает 19 видов, в том числе 15 видов полевок и 4 вида хомяков. Особенно многочисленны представители группы лесных полевок: рыжая, сибирская красная и красно-серая. В группе серых полевок 5 видов: обыкновенная, экономка, пашенная, Миддендорфа и узкочерепная. Обыкновенная полевка, один из основных вредителей сельского хозяйства на Южном и Среднем Урале, на север проникает до широты Североуральска. Пашенная полевка немногочисленна, обитает в лесах, преимущественно хвойных. Полевка Миддендорфа обитает в тундрах, южнее вытесняется конкурентным видом – эконожкой, которая населяет наиболее влажные биотопы от тундр до степей. Интересен ареал узкочерепной полевки, обитающей в тундрах, лесостепных и степных экосистемах, но отсутствующей в тайге.

На равнинах Урала повсеместно встречается водяная полевка, численность которой в лесостепях достигает 1000 особей на гектар. На юге обитают обыкновенная слепушонка – грызун, ведущий исключительно подземный образ жизни,

а также степная пеструшка. Из трех видов леммингов обский лемминг не выходит за пределы зоны тундр, копытный проникает на юг почти до широты высшей точки Урала, а редкий лесной лемминг приурочен к зоне тайги.

Хомячки Эверсмanna и серый приурочены к сухим степям. Обыкновенный хомяк проникает на север в тайгу до города Верхотурье. В 1996 году впервые в фауне Урала был обнаружен джунгарский хомячок.

Перечень грызунов дополняют 5 видов мышей: полевая, лесная, желтогорлая, домовая и мышь-малютка, а также два вида крыс.

В фауне зайцеобразных – 4 вида. Оба вида зайцев – русак и беляк – встречаются повсеместно, но русак, житель открытых пространств, более многочислен на Южном Урале, а беляк привязан к лесной зоне и к тундрам. На Полярном и Приполярном Урале, на большом удалении от основной части ее ареала к востоку от Енисея, находится изолированный участок ареала северной пищухи выделяемой в уральскую форму. На юге обитает малочисленная степная пищуха, тяготеющая к кустарниково-каменистым степям.

Парнокопытных представляют 5 видов: лось, косуля, северный олень, кабан и сайгак. К началу XX века хищническая добыча и перепромысел привели к полному истреблению лося на широтах южнее Перми, но предпринятые меры охраны позволили восстановить его численность от тундр до степей. Мелкий олень косуля обитает в лесной и степной зонах, а в горах поднимается к поясу гольцов. В северной тайге европейский подвид замещается более крупным сибирским. Северный олень обычен в тундре, но постоянно обитает и южнее, вплоть до верховьев реки Вишеры. Сайгак, эндемик степей и полупустынь Евразии, еще в XVIII – начале XIX века был обычен в степях Оренбуржья. Катастрофическое падение численности пришлось на середину XX века, и в настоящее время сайгаки лишь изредка заходят на крайний юг региона из Казахстана.

Верхний этаж пищевой цепи в классе зверей на Урале формируют 18 аборигенных видов, в том числе 12 видов куньих, 4 вида псовых, по одному виду кошачьих и медвежьих. В XX веке фауну дополнили интродуценты – енотовидная собака и американская норка. Соболь наиболее характерен для елово-кедровых лесов. Ареал выдры, куницы, европейской норки и колонка простирается от Полярного Урала до оренбургских степей, а ласка и горностаи обитают еще и в тундрах. Только на Урале обитает кидус, природный гибрид соболя и куницы. Интересно, что колонок до 80-х годов XIX века на Урале не встречался. Из Европейской части России активно расселяется на восток лесной хорек. Аборигенный степной хорь тяготеет к степям, но ареал его заходит далеко в зону тайги. От тундр до тайги на широте Екатеринбурга распространена росомаха. Барсук тяготеет к южным районам, хотя встречается даже под Салехардом. Южнорусская перевязка числилась в фауне Оренбуржья еще в XIX веке, но в последние десятилетия не встречается. Бурый медведь, лисица и волк распространены во всех природных зонах. Песец, обитатель тундр, в отдельные годы спускается на юг до 62° с. ш. Мелкая лисица корсак, типично степной зверь, обитает на крайнем юге российского Урала. Рысь населяет лесную зону от северной границы тайги до лесостепных боров Челябинской области и Башкирии, причем в тайге она обычна, что связывают в том числе и с исчезновением волка, который после эпохи активного отстрела стал очень редким.

Особенности ландшафтной структуры

Географическое разнообразие природных комплексов Урала определяет сложное сочетание в пространстве зональных климатических особенностей субарктических, бореальных и суббореальных широт; долготных климатических различий западного и восточного макросклонов; высотной поясности, осложненной факторами экспозиции склонов; эдафических условий вследствие изменчивости в пространстве литологической основы; геолого-геоморфологических и флористических реликтов неогена и плейстоцена.

Зональность. Урал в долготном направлении последовательно пересекает девять природных зон – тундр, лесотундр, тайги, смешанных лесов, широколиственных лесов, лесостепей и степей, модификации которых в пределах предгорных равнин и нижних поясов гор в целом повторяются на соседних платформенных равнинах.

Тундровая и лесотундровая зоны занимают Югорский полуостров и северную часть Полярного Урала – Заполярный Урал. В северной части господствуют мохово-лишайниковые тундры с ковром из зеленых мхов, лишайников из рода кладонии и цетрарии, с участием брусники, голубики, вороники, багульника. В более южных широтах развиты кустарниковые ивняково-ерниковые тундры с карликовой березкой, ивой сизой, багульником.

Лесотундровые сообщества появляются сначала на восточных склонах (68° с. ш.), куда по долинам рек в ерниковые пространства вклиниваются низкорослые лиственничные редколесья, и лишь затем на западных. Лиственница более других хвойных пород устойчива к суровым малоснежным зимам в условиях многолетней мерзлоты. На широте Полярного круга появляются угнетенные ельники и елово-лиственничные редколесья, у 66° с. ш. в сообществе появляются кедры, начиная с 65° с. ш., в преддверии зоны тайги, встречаются сосна и пихта.

В зоне тундр постоянно обитают песец, копытный и обский лемминги, дикий северный олень, белая и тундряная куропатки, полярная сова, а также полизоны – горностаи и волк. На гнездование прилетают утки, гага-гребенушка, гуси – гуменники и белолобые, малый лебедь, кулики (золотистая ржанка, тулес, хрустан, фифи, турухтан, краснозобик, чернозобик, кулик-воробей), средний и короткохвостый поморники, мохноногий канюк, мелкие воробьиные – пуночка, тундряная чечетка, рогатый жаворонок, лапландский подорожник, а также редкие птицы кречет и обыкновенная гага. В лесотундрах наблюдается сочетание зональных элементов тундр и тайги, хотя некоторые виды привязаны именно к этой зоне, в частности, гусь-пискулька на гнездовании.

Таежная зона простирается почти на 800 км между 64,5° с. ш. и 57,5° с. ш. Северную тайгу отличает преобладание кедрово-еловых (с лиственницей на восточном склоне) лишайниково-моховых лесов. В средней и южной тайге распространены зональные сообщества темнохвойной пихтово-еловых зеленомошников. На восточном склоне к югу от 62° с. ш. доминируют сосновые боры-зеленомошники, чему способствуют относительная сухость климата и господство щебенчатых грунтов.

Типичный облик уральской тайге придают пихтово-еловые среднетаежные леса на подзолистых почвах с участием кедровой сосны и березы пушистой, которые занимают предгорные равнины и низкие холмисто-увалистые пармы до высоты около 400 м. Первый ярус высотой 18–20 м образуют ель сибирская (доминанта) и пихта сибирская (субдоминанта). Кедр достигает 23–25 м. Береза образует второй ярус высотой 10–15 м, подлесок развит слабо. Характерны участки труднопроходимого леса с многочисленными следами ветровалов и снеголомов, с массой упавших замшелых стволов. В таежном мелкотравье основной фон образуют вейник тупоколосковый, хвощ лесной, кислица обыкновенная, майник двулистный, седмичник, линнея северная.

Характерны пять основных типов пихтово-елового леса. Наиболее широко распространены пихтово-еловые крупнопоротниковые леса с подлеском из рябины обыкновенной, жимолости алтайской, смородины пушистой, с травостоем из папоротников – щитовника широколистного и шартрского, голокучника, фегоптериса. Характерны хвощово-сфагновые леса с подлеском из рябины, жимолостей пушистой и алтайской, с пихтовым стлаником, с травостоем из хвоща лесного, голокучника, костяники. Реже встречаются долгомошные пихтово-еловые леса с рябиной, жимолостью и можжевельником, где в напочвенном покрове произрастают брусника, черника, хвощ лесной, линнея северная. На участках проточного увлажнения, по берегам рек и ручьев, формируются приручейно-разнотравные ельники – относительно низкорослые (11–15 м) и менее долговечные (130–150 лет) леса, с подлеском из рябины, жимолости алтайской, волчьего лыка, с участием ольхи серой, с высокотравьем из таволги вязолистной, борца северного, сердечника крупнолистного. Небольшие площади занимают папоротниково-снытевые пихтово-еловые леса с подлеском из рябины и смородины пушистой, с травостоем из сныти, щитовника широколистного и голокучника. Мозаичность сообществ осложняют пятна верховых сфагновых болот, заболоченные березняки, ельники-зеленомошники на каменных реках. Во влажных низинах и по берегам рек произрастают ивняки, ольховники и заросли черемухи, присутствуют пойменные высокотравные луга.

Фауна в зоне тайги слагается из типично таежных видов: бурый медведь, лось, рысь, соболь, колонок, лесная куница, россомаха, белка, беляк, глухарь, тетерев, рябчик, свиристель, клест-еловик, кедровка, дятлы, обыкновенная и глухая кукушки, филин. Есть и полизональные виды – волк, лисица, горностай, ласка. Тайгу Урала обогащают как сибирские виды – соболь, колонок, бурундук, так и европейские – лесная куница. К воде тяготеют выдра, европейская норка, водяная полевка.

В тайге исторически возникла европейско-сибирско-арктическая орнитофауна, где сочетаются: северотаежные и сибирские виды – пеночка-зарничка (фоновый вид лиственничной тайги), пестрый и чернозобый дрозды, синехвостка, пухляк и сероголовая гаичка; пятнистый конек, пятнистый сверчок, овсянка-крошка; субарктические тундровые виды – белая и тундряная куропатки, белая сова, золотистая ржанка, хрустан, лапландский подорожник; «европейцы» – зеленая пересмешка, пеночка-трещотка. Обычны гоголь, кряква, большой и длинноносый крохали, оляпка, кулики перевозчик и черныш.

Среди хищников наиболее многочисленны канюк и черный коршун, реже встречается чеглок. В глухих ельниках селятся ястребы тетеревиный и перепелятник. Крайне редки, но присутствуют рыбацкие скопа и орлан-белохвост. Типичные представители уральской фауны сов – мохноногий сыч и длиннохвостая неясыть.

Из воробьиных в ельниках доминируют зяблик, юрок, таловка и зеленая пеночка, обычны чиж, чечётка, белокрылый клёт, клёт еловик. Из куриных обычны рябчики, численность глухаря значительно ниже, а наиболее редким является тетерев. При подъеме в горы тетерев вовсе выпадает, падает численность зяблика и зарянки, появляются сероголовые гаички и трехпалый дятел. В горной тайге гнездится беркут. Выше границы горной тайги в поясе редколесий и криволесий обычны пеночка-весничка, варакушка, щур, овсянка-крошка, певчие, белобровые и чернозобые дрозды, а из хищников – полевой лушь и ястребиная сова. В бедной видами орнитофауне пояса гольцов доминируют луговой конек, тундряная куропатка, золотистая ржанка, на осыпях – каменка. На гнездах конька паразитирует кукушка. К поясам гольцов и горных редколесий привязаны биотопы белой трясогузки, горной и чернозобой завирушек, а из зверей – красно-серой полевки и северной пищухи. Их хищных птиц для пояса гольцов типичен сокол-дербник. Реже встречаются полевой лушь и пустельга.

Зоны смешанных и широколиственных лесов. Хвойные леса на широте Кунгура (около 57,5° с. ш.) уступают место смешанным дубово-пихтово-еловым лесам на дерново-подзолистых почвах, которые южнее 56° с. ш. переходят в дубово-липовые леса на серых лесных почвах. В более сухом и суровом климате Зауралья типичные для Европы хвойно-широколиственные леса сменяют березовые и осиново-березовые леса с участием липы. Зона широколиственных лесов, сужающейся полосой пересекающая Русскую равнину, на западном Урале окончательно выклинивается и представлена только в Башкирии с ее относительно мягкими для Урала зимами при достаточном увлажнении. Здесь на равнинах и в низкогорьях среди сельскохозяйственных угодий сохраняются отдельные участки дубрав с примесью березы, с подлеском из ракитника, с богатым травостоем, где фон образуют вейник тростниковидный, орляк и ширококотравье из володушки золотистой, наперстянки крупноцветковой, скерды сибирской. Обычны также сложные широколиственные леса из липы, клена, дуба, вязов гладкого и шершавого, с участием осины, березы и сосны, с подлеском из рябины, бересклета бородавчатого, жимолости лесной и черемухи, с участием неморальных элементов в травостое – копытня европейского и ясменника душистого. Ветровальные «окна» и вырубki занимают густые высокотравья из дудника лесного, дягиля лекарственного, борца высокого, короставника татарского, реброплодника уральского, живокости высокой, борщевика.

В фауне преобладают еж, кутора, желтогорлая мышь, обыкновенная полевка, черный хорь, барсук, заяц-русак, садовая соня, обитает ставшая редкой косуля. Неморальную фауну обогащают представители европейско-западносибирской тайги, в том числе красная полевка, заяц-беляк, лось, бурундук, летяга, полевка-экономка, рысь. На охраняемых территориях обычен бурый медведь. В орнитофауне обычны неморальные элементы – восточный соловей, зяблик, чиж, щегол,

сойка, скворец, иволга, стриж, грач, коростель, осоед. Присутствуют элементы таежной (глухая кукушка, бородатая неясыть), средиземноморской (сапсан, сплюшка, серый сорокопуд, сизый голубь) и китайской (жулан, чечевица) фаун. Выпадают таежные жители – соболь, россомаха, клесты, кедровки.

Лесостепная зона. Зональные лесостепи в Приуралье появляются к югу от широтного колена реки Белой и представлены сочетанием лугово-степных злаково-разнотравных сообществ на выщелоченных черноземах с участками островных, байрачных и нагорных липовых лесов на серых лесных почвах с участием дуба черешчатого, ильма и клена остролистного. В Зауралье, где зона недостаточного увлажнения смещена далеко на север. Лесостепи занимают пространство от широты Кыштыма на севере до линии Магнитогорск – Троицк на юге. Основное отличие от европейских лесостепей – замена дубово-липовых и липовых лесов на островные участки осиново-березовых колков и остепненных боров. Ландшафтное значение для Зауралья имеют обширные территории, занятые озерами, травяно-кочкарными болотами в междуречных западинах – степных блюдцах.

В травостое уральских лесостепей, фрагменты которых сохранились от распашки, типично присутствие 35–65 видов на 1 м². Обычно доминируют виды разнотравья: подмаренник настоящий, таволга обыкновенная, клевер горный, адонис весенний, ветреница лесная, герань кроваво-красная, порезник сибирский, змееголовник Рюйша. Подчиненную роль играют дерновинные злаки: ковыли перистый, опушеннолистный, красивейший и узколистый, типчак. Обычны вишарники, терновники, заросли спиреи городчатой. Длительное воздействие человека привело к замене коренных сообществ на остепненные луга с господством корневищных злаков.

Животный мир являет пример типичного экотона, где соседствуют обитатели сосновых боров и березовых колков (лось, кабан, бурый медведь, лесная куница, белка, беляк, глухарь, тетерев, болотная сова, перепелятник, большой пестрый дятел, ворон), жители зоны степей (байбак, рыжеватый суслик, степная пищуха, могильник), полизональные виды (волк, лисица) и виды, тяготеющие к озерам (утки, серые гуси, чайки, кулики).

Степная зона. К югу от широтного участка реки Урал пространство захватывают травяные сообщества степной зоны, которая опоясывает Южный Урал с юга, а в Зауралье поднимается на север до 54° с. ш.

Северная подзона разнотравно-злаковых типчаково-ковыльных степей на обыкновенных черноземах занимает обширные пространства южной половины междуречья Белой и Сакмары и междуречье Сакмары и Урала на их широтных отрезках. Основной фон создают ковыли (перистый, красноватый, красивейший), овсец пустынный, типчак, тонконог изящный, тимофеевка степная. Для разнотравья характерны таволга обыкновенная, подмаренник настоящий, земляника зеленая, зопник клубненосный, лапчатка распростертая, полыни широколистная и шелковистая, василек русский. Обычны степные кустарники – спирея городчатая, чилига (карагана, или желтая акация). Видовое разнообразие насчитывает 30–65 видов на 100 м².

К югу от 52-й параллели и в Губерлинских горах простирается подзона сухих дерновинно-злаковых ковыльно-типчаковых степей на южных черноземах. В их составе в зависимости от условий увлажнения и субстрата развиваются ковылковые, красноковыльные, овсецовые, тырсовые, степно-мятликовые, грудницевые и типчаковые фитоценозы. Наиболее типичны ковылковые степи с засухоустойчивым ковылем Лессинга, с мелкодерновинным злаком – типчаком (овсяница бороздчатая) и свитой из галофильных ксерофитов – полыни Лерха и грудницы шерстистой, при участии тырсы (ковыля волосатика). В разнотравье обычный, люцерна румынская, подмаренник русский, шалфей степной, тюльпан Шренка. В ковылковых степях заметно участие ксерофитных полукустарничков – полыней, прутняка (кохии простертой). В более влажных условиях развиты степи с преобладанием ковыля красного, с участием тимофеевки степной, мятлика степного, овсеца пустынного, прострела раскрытого, лапчатки простертой.

Для фауны зоны степей на Южном Урале наиболее характерны растительноядные большой (рыжеватый) и малый суслики, байбак, большой тушканчик, степная пищуха, слепушонка, обыкновенный хомяк. Встречаются хомячки Эверсмана, серый и джунгарский, степная пеструшка, узкочерепная полевка, заяц-русак. Группу хищников среди зверей формируют корсак и степной хорь. Пока не исключены из фауны сайгак и перевязка, не отмечавшиеся более 20 лет и числящиеся в Красной книге Оренбургской области.

Для орнитофауны характерны черный и малый жаворонки, перепел, серая куропатка, чомга серощекая, черношейная и малая поганки, лебедь-шипун, огарь. Стали редкими дрофа, стрепет, журавль-красавка, степная пустельга, балобан, степной орел, орлы могильник и курганник, степной лунь, европейский тювик, змеяяд, большой баклан, степные кулички авдотка, кречетка, шилоклювка, ходулочник и степная тиркушка, кудрявый пеликан, савка. Как залетные виды известны малый баклан, розовый пеликан, колпица, розовый фламинго, черный гриф, большая белая цапля, кваква, зеленая шурка, орлан-долгохвост, а также чернобрюхий рябок, изредка встречается саджа.

Зона полупустынь в виде своей наименее аридной подзоны сухих полынно-злаковых степей (северных полупустынь) на темно-каштановых почвах узким языком вторгается к югу от широтного колена реки Урал на крайний юг Оренбуржья. От степей зону явно отличают почти полное выпадение ковылей, разреженный покров из ксерофильных злаков (типчак), пустынных полукустарничков (белая и серая полыни, прутняк, грудница голая), с синузией весенних эфемеров. На солонцах растут кермеки Гмелина и кустарниковый, солерос, астрагал солончаковый, горькуша солончаковая.

В бассейне реки Илек встречаются участки песчаных степей, где растут тонконог степной, кияк (волоснец гигантский), сушеница песчаная.

Зональность Урала подчеркивают широтные различия фауны холоднокровных. Суммарно здесь обитают 11 видов земноводных и 13 видов пресмыкающихся.

В зону тундр по пойменным лесам проникает только сибирский углозуб – единственный вид земноводных, приспособленный к жизни в условиях многолетней мерзлоты. В северной и средней тайге обитает лишь 4–5 видов амфибий

(травяная и остромордая лягушки, серая жаба, сибирский углозуб и только на востоке Свердловской области – сибирская лягушка) и 1 вид рептилий (живородящая ящерица). В южной тайге список дополняет чесночница обыкновенная. В зонах смешанных и широколиственных лесов и лесостепей перечень рептилий возрастает до 6 видов (3 вида змей – гадюка, уж, медянка, 3 вида ящериц – прыткая, живородящая и ломкая веретеница), а в списке амфибий появляются зеленая жаба, озерная и прудовая лягушки, краснобрюхая жерлянка, гребенчатый и обыкновенный тритоны. В южных лесостепях и степях этот перечень дополняют болотная черепаха, водяной уж, узорчатый полоз и степная гадюка, но исчезают обыкновенная гадюка, медянка и веретеница. На крайний юг, в Губерлинские горы и в бассейн Илека, проникают выходцы из полупустынь и сухих степей Средней Азии – быстрая и разноцветная ящурки, а также круглоголовка-вертихвостка, которая в первой половине XX века вообще не значилась в фауне Оренбуржья. Круглоголовка – полупустынно-пустынный вид, она появилась в регионе только в 90-е годы XX века, постепенно расселяется к северу и наращивает численность.

Азональность, интразональность и экстразональность. Азональные эффекты, связанные с особенностями субстрата в сочетании с экспозицией склонов, наиболее выразительно проявляются на склонах массива Крака. В основании склона на высотах до 300 м вместо зональных широколиственных лесов сформированы ширококострово-злаковые и орляково-злаковые сосновые леса на горных серых лесных почвах, которые выше по склону сменяются вейниковыми сосняками, а затем – сосново-лиственничными лесами и лиственничным редколесьем. Ультраосновные породы подщелачивают горные почвы, и на сухих вершинах и склонах южной экспозиции с высоты около 700 м над поясом горных лесов и редколесий лежит полоса зарослей казацкого можжевельника, а выше по склону – горные мелкотравные и ковыльные степи с оносмой, сон-травой, тимьяном.

Другой пример того, как влияние субстрата вносит разнообразие в природу степного Зауралья: на выходах гранитов сформированы сообщества сосновых лесов с березой, а иногда и с лиственницей.

Третий пример являют каменистые степи – участки степной растительности на щебнистом субстрате на склонах и плато Южного Урала. В разреженном травостое каменистых степей обычны горноколосник колючий, василек сибирский, мордовник обыкновенный, ирис низкий, а также широкий набор горностепных уральских эндемиков и реликтов, в том числе минуарции и шиверекии.

Примером экстразональности являются Красноуфимская и Кунгурская лесостепи – реликты былой ксеротермической эпохи – островные массивы злаково-разнотравной луговой степи с осиново-березовыми колками, выдвинутые далеко на север по западным предгорьям в бассейне Сылвы до границы с тайгой. Их развитию способствуют барьерный эффект Уфимского плато и расположение в его ветровой тени в сочетании с закарстованными сухими карбонатными и гипсоносными грунтами.

Интразональные особенности распределения фауны отличают животный мир пресных водоемов. Повсеместно распространены щука, окунь, ерш, налим,

плотва (чебак), караси, хариус, а в южных районах – пескарь, елец и линь. В ихтиофауне сибирских и европейских рек имеются различия. Так, в реках бассейнов Оби и Печоры обитают нельма, тугун, семга, чир. В реках Черноморского и Каспийского бассейнов живут голавль, подуст, жерех, красноперка, уклейка, сазан, стерлядь. В бассейнах Печоры и Камы, а также в верховьях Урала живет редчайшая рыба таймень. Редкой стала и ручьевая форель, в частности, в верховьях Урала, Белой и ее притоков, что связывают с интродукцией американской норки. В мелких непроточных озерах Зауралья, для которых обычны зимние заморы, видовой состав крайне ограничен и включает лишь окуня, плотву и карася. В более глубоких водоемах появляются щука, язь, линь, а в крупных озерах (Увильды, Таватуй и др.) прижились ценные искусственно введенные в фауну породы – сиг и ряпушка (рипус).

Ихтиофауна сильно страдает от бытовых и промышленных стоков в условиях природной маловодности рек.

Высотная поясность. Сравнительно малые высоты гор, за исключением низкогорного Среднего Урала, оказываются, однако, достаточными для развития почти всех возможных на каждом широтном отрезке высотных поясов. Высоты не хватает только для образования пояса вечных льдов и снегов.

Для Урала характерна типичная для всех меридионально вытянутых горных систем закономерность в поведении высотных поясов: при движении на юг зональный комплекс, занимавший нижний пояс гор, сменяется на равнинах следующей зоной, но сохраняется в горах, поднимаясь на определенную высоту и образуя высотный пояс.

Физико-географические области

В пределах Уральской страны выделяются пять физико-географических областей – Пай-Хой, Полярный Урал, Приполярный и Северный Урал, Средний Урал и Южный Урал (рис. 7), для каждой из которых характерен специфический спектр ландшафтов¹⁴¹.

Область Пай-Хой (1) занимает Югорский полуостров, приурочена к зоне тундр и представлена ландшафтами: низменных озерно-ледниковых и флювиогляциальных равнин; низменных и возвышенных ледниковых и ледниково-морских равнин с мохово-лишайниковыми и кустарничковыми тундрами, с множеством термокарстовых озер. В пределах низких (200–400 м) гряд выделяются ландшафты кряжей на дислоцированных палеозойских и протерозойских структурах, где в более сухих условиях на платообразных вершинах развиты обширные участки каменистых россыпей с арктическими лишайниковыми тундрами с дриадой и кассиопеей в травостое.

¹⁴¹ Исаченко А.Г., Шляпников А.Л. Природа мира. Ландшафты. М. : Мысль, 1989 ; Экогеодинамика Западно-Сибирской плиты (пространственно-временные закономерности) / под ред. В.Т. Трофимова. М. : Изд-во МГУ, 1986. 288 с.

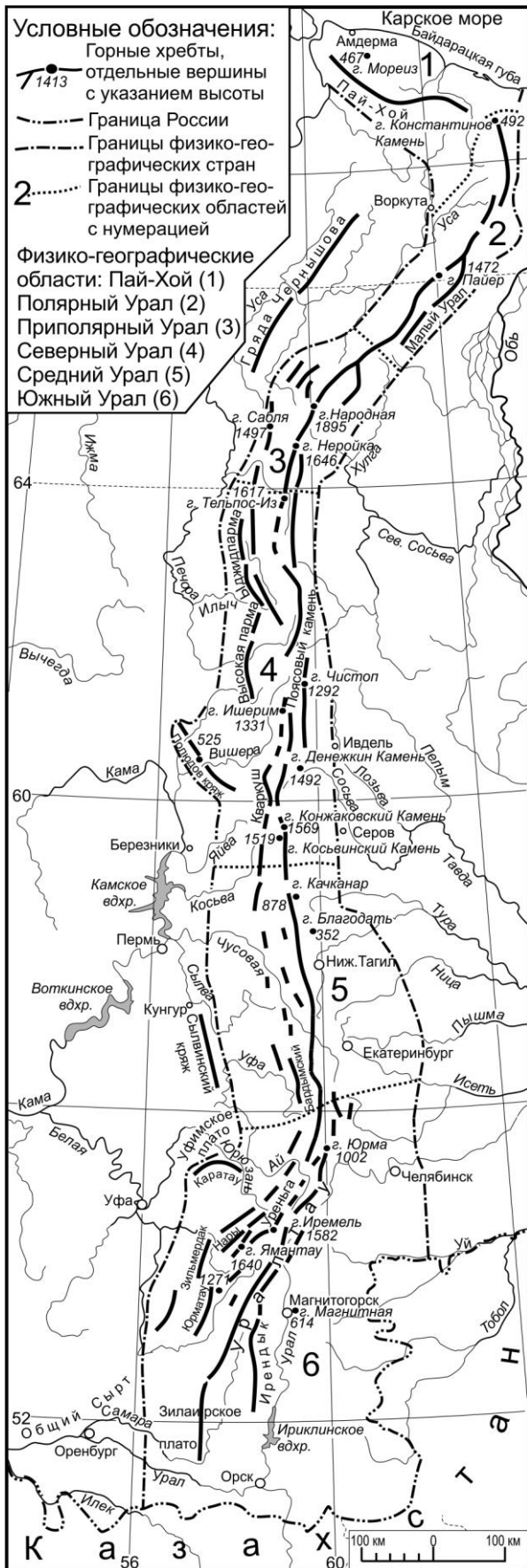


Рис. 7. Физико-географические области Урала

Область Полярного Урала (2) лежит в зонах тундр и лесотундр. В северной части Полярного Урала развиты ландшафты кустарниковых тундр. На широте рек Сось-Елецкой депрессии в западных предгорьях на смену кустарниковым тундрам приходят лесотундры. Формируются ландшафты возвышенных кряжей и предгорий на дислоцированных, преимущественно карбонатных, палеозойских породах, закарстованных, с чехлом морены или элювиально-делювиальных суглинков, с еловыми и березовыми рединами и редколесьями в долинах, с горной тундрой на вершинах предгорий.

Осевую зону начиная от горы Пай-Ер занимают ландшафты складчатоглыбовых низких и средних гор на герцинских структурах с выраженной высотной поясностью: по долинам проникают вглубь горной страны еловые редколесья; выше лежит узкий пояс подольцовых березовых криволесий из березы извилистой. На высоте 200–300 м начинается пояс горных тундр, в нижней части ерниковых, в верхней – мохово-лишайниковых, а с высоты 600–800 м склоны с альпинотипным рельефом занимает гольцовый пояс на каменных россыпях и курумах. Подветренные восточные склоны занимают ландшафты высоких предгорий на палеозойских метаморфизированных породах с интрузиями, с ерниковыми и мохово-лишайниковыми тундрами и лиственничными рединами.

Область Приполярного и Северного Урала (3) располагается в пределах северной и средней подзон таежной зоны. Разнообразие ландшафтов определяет лесо-лугово-гольцовый тип высотной поясности над подзонами северной и средней тайги, наложенный

на различные по высоте, литологии и экспозиции сектора горной страны. В Предуралье развиты ландшафты пологоувалистых и грядовых закарстованных предгорий (парм) – в приполярной зоне с северотаежными редкостойными березово-еловыми лесами, переходящими на склонах в ельники и в кедрово-еловые леса; на Северном Урале со среднетаежными ельниками-пихтарниками. В горной зоне Приполярного Урала господствует ландшафт складчато-глыбовых низкогорий и среднегорий на герцинских структурах, в нижнем поясе, до высоты 400–700 м, с северотаежными еловыми и кедрово-еловыми лесами, с участием лиственницы сибирской, березы извилистой, выше – подгольцовый пояс, переходящий на высоте 500–750 м в пояс горных тундр, а на высоте 800–1000 м – в пояс гольцов (каменистую горную пустыню), для которого характерны широкое развитие альпинотипного рельефа, множество урочищ каровых озер и троговых долин, современное оледенение.

В горной зоне Северного Урала господствуют среднетаежные ландшафты складчато-глыбовых низкогорий и среднегорий. Высотную поясность в наиболее полной мере можно увидеть на массивах с отметками 1100–1200 м и более. Пояс горных пихтово-еловых и елово-пихтовых лесов с кедром, с подлеском из березы извилистой и рябины сибирской охватывает низкогорья на высотах до 400–600 м. На европейском склоне верхняя граница леса лежит примерно на 150 м ниже, чем на азиатском.

Под разреженным пологом низкорослого (15 м) и редкостойного леса на дренированных склонах обычна тайга с травостоем из щитовника и кочедыжника. На влажных участках развиваются сырые хвощовые ельники и высокотравные ельники с таволгой вязолистной, борцем северным, скердой сибирской. Растительность субальпийского (подгольцового) пояса охватывает склоны гор на высотах от 600 до 850–900 м. Нижнюю ступень, до высот 700 м, занимает подпояс кедрово-березовых редколесий с подлеском из рябины сибирской. Древостой из березы извилистой и, в меньшей мере, кедра не превышает 10–12 м в высоту, а «окна» в сильно разреженном лесу занимают крупные папоротники и высокотравье. На высотах 700–800 м лежит подпояс низкорослых (2–5 м) горных криволесий из березы извилистой с подлеском из сибирского можжевельника и сибирской рябины, с богатым таежным и субальпийским мелкотравьем. Подпояс мезофильных высокотравных субальпийских лугов (с борцем северным, скердой сибирской, какалией копьевидной) выражен на пологих склонах. С подъемом вверх появляются мелкотравья, где обычны горец змеиный, ветреница пермская, купальница европейская, примула Палласа. На высотах 850–900 м лежит подпояс подгольцовых кустарников и горных пустошей с низкими зарослями сибирского можжевельника, с ивняками, зарослями ерника и вереска, черники и голубики.

На высоте 850–900 м начинается пояс горных тундр из кустарничково-моховых, кустарничково-лишайниковых, кустарничково-каменистых, мохово-ерниковых, лишайниково-ерниковых и травяно-моховых сообществ на горно-тундровых почвах. На сырых луговинах у окраин тающих снежников возникают нивальные группировки из гераней, горца змеиноного, ветреницы пермской, родиолы розовой, примулы Палласа. По вершинам гор далеко на юг проникают

ареалы арктических элементов: крупки, дриады, филлодоце голубой. На высотах более 1200 м сформирован высотный пояс гольцов с пятнами сообществ из 60–70 видов накипных лишайников.

На восточном склоне Урала доминируют: ландшафты высоких увалистых и грядово-увалистых предгорий на герцинидах на высотах 200–400 м с господством сосновых лесов с участием лиственницы – от редкостойных северотаежных на приполярном Урале до среднетаежных черничных, брусничных, вейниковых на среднем Урале; ландшафты складчато-глыбовых низкогорий до высоты 700–800 м, на севере с березово-еловыми лесами с примесью пихты, лиственницы, кедра, переходящие выше по склону в редкостойные лиственничники, а в подзоне средней тайги с сосновыми и лиственнично-сосновыми лесами – с примесью ели и кедра.

Область таежных и подтаежных лесов, область Среднего Урала (4), располагается в подзоне южной тайги и в зоне смешанных лесов, имеет низкогорный рельеф, упрощающий до предела структуру высотной поясности.

В Среднем Предуралье представлены ландшафты темнохвойных елово-пихтовых и пихтово-еловых южнотаежных лесов, а также ландшафты подтаежных восточно-европейских липово-пихтово-еловых лесов, с ильмом и кленом, с подлеском из бересклета в пределах возвышенных закарстованных предгорий.

Горная часть Среднего Урала приурочена к складчато-глыбовым низкогорьям на герцинидах, сложена кварцитами и кварцевыми песчаниками, покрыта в северной части горными южнотаежными пихтово-еловыми лесами и отчасти лесами липово-темнохвойными, липово-сосновыми и липово-осиново-березовыми. Лишь на самых высоких поднятиях (Басеги, Качканар) выше горной тайги появляются редколесья, а на высотах более 800 м – элементы горно-тундровой растительности.

Природные комплексы Среднего Зауралья представлены двумя типами южнотаежных ландшафтов, продолжающих среднетаежные ландшафты Северного Зауралья. В южной половине Среднего Урала это два типа западносибирских подтаежных ландшафтов. К горной полосе прижаты ландшафты высоких (200–400 м) холмистых и холмисто-грядовых предгорий на герцинидах, с интрузиями, озерами в продольных тектонических депрессиях, с травяными и травяно-кустарничковыми сосняками, иногда с примесью лиственницы, с вторичными березняками и березово-осиновыми лесами. Восточнее, в зоне расширения Зауральского плато, простираются ландшафты возвышенных (200–300 м) эрозионно-денудационных цокольных равнин на герцинидах, с сосняками, березняками и многочисленными болотами.

Область Южного Урала (5) располагается в пределах зон широколиственных лесов в Предуралье, лесостепной и степной (с северными полупустынями). Это наиболее разнообразная в природном отношении часть горной страны, где с учетом высотных поясов представлены местные модификации всех ландшафтов Урала.

В пределах Южного Предуралья сформировались: восточноевропейские ландшафты широколиственных лесов на возвышенных холмистых предгорьях

на дислоцированных песчаниках и известняках, местами с карстом, с липово-дубовыми и кленово-липово-дубовыми лесами; восточноевропейские лесостепные ландшафты Кунгурской и Красноуфимской лесостепей на возвышенных и холмистых предгорьях на слабодислоцированных закарстованных породах; восточноевропейские степные ландшафты холмистых предгорий на палеозойском складчатом основании с типичными степями и с участками луговых степей и дубово-липовых лесов, возникших под влиянием барьерного эффекта гор и дополнительного увлажнения.

Центральная и северная части области приурочены к среднегорной территории поднятий Ямантау, Ирелель, Зигальга и их окрестностей в широтной зоне восточноевропейских широколиственных лесов с ландшафтами складчато-глыбовых среднегорий и низкогорий на палеозойских и протерозойских метаморфизированных породах. Характерную мозаику ландшафтам придает чередование узких хребтов и межгорных депрессий. Структуру высотных поясов в нижней части западных наветренных склонов открывает пояс горных злаково-разнотравных широколиственных лесов из липы, клена, ильма, дуба. Выше отметки 600 м их сменяют пихтово-еловые и елово-пихтовые травяные леса. У вершин наиболее высоких поднятий с высоты 1000–1050 м представлены подгольцовый пояс с еловым редколесьем и березовым криволесьем, а с высоты 1200 м – пояс горных травяно-моховых тундр с каменными россыпями. Восточная полоса среднегорных и низкогорных хребтов лежит в зоне казахстанских степных ландшафтов. Восточные склоны в нижней части заняты остепненными березняками, а в верхней – сосняками с примесью березы и лиственницы, с подлеском из ракитника.

Складчато-глыбовые низкогорья Южноуральского плоскогорья заняты по большей части восточноевропейскими степными ландшафтами. На наветренных склонах над поясом горных луговых степей с высоты 300–400 м появляется узкий пояс липняков с участием дуба, клена остролистного, ильма, а выше – пояс горных сосновых лесов. На подветренных склонах заметно суше. Здесь пояс горных липняков выпадает и над зональным поясом типичных разнотравно-злаковых степей с высоты около 500 м на вершинах располагается пояс горных хвойных лесов.

Южное Зауралье лежит в зонах лесостепей и степей. Западносибирские лесостепные ландшафты представляют два типа: возвышенные эрозионно-денудационные цокольные равнины и предгорья на палеозойских структурах Зауральской абразионно-эрозионной волнистой равнины с пестрым сочетанием распаханых луговых степей, остепненных лугов, колков и междуречных болотин, сосняков на выходах гранитов, с каменистыми степями; складчато-глыбовые подветренные низкогорья на палеозойских и докембрийских структурах с горными травяными сосняками с участием лиственницы и березы, с ракитником и участками остепненных березняков с сосной.

Южнее развиты два типа казахстанских степных ландшафтов. В ландшафте возвышенных денудационных цокольных равнин высотой 300–400 м на герцинидах Зауральского пенеплена с волнисто-холмисто-увалистыми междуречьями

и отдельными сопками представлены три подзоны: северная подзона преимущественно распаханых разнотравно-типчаково-ковыльных степей на обыкновенных черноземах; средняя подзона также преимущественно распаханых разнотравно-ковыльных степей на южных черноземах с пятнами типчаково-грудницевого сообществ на солонцах, с участками каменистых степей; южная подзона типчаково-ковыльных степей с солонцами и солончаками.

Казахстанские степные ландшафты возвышенных эрозионных и аридно-денудационных мелкосопочников высотой до 500 м сформировались на герцинидах Зауральского пенеплена, отличаются крупнохолмистым рельефом, с выходами гранитов и гнейсов, с сообществами петрофитов и используются в качестве пастбищ. В их пределах на севере типично участие остепненных боров и березово-сосновых лесов горного типа, на юге развиты сухие каменистые степи – караганово-овсецово-тырсовые и караганово-типчаково-тырсовые, солонцы и солончаки.

Региональные экологические проблемы и особо охраняемые природные территории

Интенсивное промышленное освоение Урала за три последних столетия привело к глубокому преобразованию его природных комплексов. Наличие большого числа доступных для разработки месторождений легкоплавких руд высокого качества, залегающих на небольшой глубине в виде гнезд и пластов, а также в форме крупных горных массивов, послужило основой промышленного освоения Урала начиная с XVII века. Важную роль сыграло и обилие лесов как источника металлургического топлива задолго до начала использования каменного угля, что запустило процесс повсеместного сведения спелого древостоя. Наличие заводского пруда – крупной запруды на реке – и в настоящее время остается характерной чертой антропогенного ландшафта городских поселений Урала. Развитию промышленности способствовала и гидрография региона – наличие нескольких крупных и удобных для сплава грузенных металлом барок (хотя бы по полой воде) рек – Чусовой, Уфы, Белой.

На Урале исторически сложилась особая планировка городов, когда предприятие, заводской пруд и православный храм занимают центр города в кольце жилых кварталов.

Побочным эффектом индустриального развития, при котором во главу угла была поставлена черная и цветная металлургия, становится высокий уровень давления на окружающую среду. Ситуацию осложняют расположение городов в небольших межгорных котловинах, что затрудняет вынос загрязненного воздуха, а также типичная для Урала маловодность рек в их верхнем течении, не позволяющая разбавить промышленные стоки. Семь городов Урала – Белоярский, Екатеринбург, Нижний Тагил, Курган, Магнитогорск, Соликамск и Стерлитамак – в начале XXI века стабильно входят в приоритетный список городов России с наибольшим уровнем загрязнения атмосферного воздуха.

В Свердловской области загрязнение воздуха связано, прежде всего, с выбросами Рефтинской ГРЭС, Нижнетагильского металлургического комбината, Качканарского горно-обогатительного комбината. В Челябинской области на долю предприятий металлургии приходится около 50 % от всего валового выброса загрязняющих атмосферу веществ, отходящих от стационарных источников области; более 30 % выбросов поставляют объекты теплоэнергетики. В Башкортостане мощные выбросы характеризуют центр нефтехимии город Стерлитамак. В Оренбургской области основными поставщиками вредных веществ в атмосферу являются Орско-Халиловский металлургический комбинат в городе Новотроицке, Южно-Уральский никелевый комбинат в Орске, медносерный комбинат в Медногорске.

Сильно загрязнены поверхностные воды Екатеринбурга, Челябинска, Магнитогорска, Нижнего Тагила. Наиболее загрязненными на территории Челябинской области являются реки Миасс ниже Челябинска и Увелька ниже Южноуральска, где вода характеризуется как «экстремально грязная». В Свердловской области сильно загрязнены водные объекты в Березовском, Ирбите, Верхней Пышме, Сысерти, Первоуральске. В Пермском крае качество воды на отдельных участках реки Косьва в городе Губаха, реки Чусовая в городе Чусовой, реки Лысьва в городе Лысьва, реки Вишера в Красновишерске не соответствует нормам для рыбохозяйственных водоемов.

При открытой добыче полезных ископаемых глубокой трансформации подвергается литогенная основа. Гигантские размеры имеет карьер в городе Асбест Свердловской области. Он вытянут с севера на юг на 10 км при ширине около 1,5 км и глубине 350 м. Диаметр воронки Сибайского медного карьера составляет около 2 км при глубине около 600 м. За два с половиной века почти до основания скрыта гора Магнитная у Магнитогорска, о которой говорят: «Была горка высокая, да стала ямка глубокая». В верховьях реки Чусовой комплекс отработанных и обводненных Черемшанских никелевых карьеров у города Верхний Уфалей привлекает охотников за минералами.

В историческое время с территории Урала полностью исчезли дикий бык тур (XI–XII века), шакал и степная лошадь тарпан (первая половина XIX века). В катастрофическом состоянии находится сайга. Орнитофауна в XIX веке потеряла гнездившихся фазана и стерха. Сегодня не отмечаются залеты стервятников, исчезли пятна локальных ареалов пискливого геккончика, который встречался на меловых склонах в бассейне Илека, исчезла обыкновенная квакша, обитавшая в пойменных лесах при слиянии Урала и Сакмары.

Насущная необходимость охраны природы стала основой для организации особо охраняемых природных территорий. На Урале находятся 11 государственных природных заповедников – Шайтан-Тау, Оренбургский, Шульган-Таш, Башкирский, Южно-Уральский, Ильменский, Висимский, Басеги, Денежкин Камень, Вишерский и Печоро-Ильчский, 3 национальных парка – Зюраткуль, Таганай, Югыд Ва (Башкирия) и 1 природный объект Всемирного наследия ЮНЕСКО – Девственные леса Коми.

Первым заповедником на Урале стал **Ильменский**, созданный в 1920 году для сохранения уникального минералогического комплекса Ильменских гор. В музее, который основал А.Е. Ферсман, выставлена коллекция из двух сотен местных минералов. В 1991 году к заповеднику присоединили природно-ландшафтный и историко-археологический заповедник Аркаим.

В перечне заповедников самый северный – **Печоро-Илычский**. Он расположен в бассейнах рек Печоры и Илыча и создавался в основном для охраны естественных мест обитания соболя, однако известность получил из-за комплекса уникальных геологических памятников – останцов выветривания на плоской вершине горы Маньпупунер. Природный объект издавна являлся культовым местом народов манси (вогулов). В заповеднике создана первая в мире лосеферма с целью одомашнивания лосей.

Для охраны обширного массива среднеуральских коренных елово-пихтовых лесов в среднегорьях хребта Басеги был создан одноименный заповедник **Басеги**.

В защиту природных комплексов обширного массива нетронутой темнохвойной тайги в бассейне реки Вишеры организован **Вишерский** заповедник. Широкое распространение карбонатов силура и девона, а также мраморов рифея в его пределах обусловило развитие карстовых явлений. Подземные галереи Вишерской пещеры тянутся на 1200 м, уступая на Северном Урале только знаменитой Дивьей пещере. В пределах заповедника находится священный для вогулов хребет Ялпынг-Нёр. В ландшафте его пологой вершины среди горных тундр выступают многочисленные скальные останцы. На охраняемой территории отмечается высокая численность соболя, лесной куницы, горностая, выдры, американской норки, россомахи и речного бобра. В заповеднике обитает самая южная в Европе самовоспроизводящаяся группа дикого северного оленя численностью до 300 особей. В реках заповедника обитает крупная нерестовая группировка хариуса, насчитывающая более четверти миллиона взрослых рыб. Особую ценность экосистемам придают калипсо луковичная и минуарция Гельма из растений, парусник аполлон из бабочек, обыкновенный подкаменщик и таймень из рыб, беркут, большой подорлик, орлан-белохвост, скопа, сапсан, филин, среднерусская белая куропатка из птиц.

Богатые экосистемы среднегорий Южного Урала с 20 уральскими эндемиками во флоре охраняются в **Южно-Уральском** заповеднике, в пределы которого входят хребет Зигальга и массив Ямантау.

В условиях высокой плотности населения и исторического приоритета индустриального развития на Урале вопрос охраны природы всегда отходил на второй план. Показательна в этом плане судьба природы **Башкирского** заповедника, который создавался в 1929 году. Охране подлежали сообщества коренных лесов из липы, дуба, клена в нижнем ярусе, сосны и лиственницы на склонах Уралтау и Крака и ковыльные степи с зарослями можжевельника на вершинах. Однако в 1951 году заповедник был ликвидирован, а затем, в 1958 году, восстановлен, но уже после повсеместной вырубki.

Прибельский филиал заповедника, учрежденный для сохранения последней популяции дикой башкирской (бурзянской) пчелы, позднее был преобразован в самостоятельный заповедник – **Шульган-Таш**. В его пределах находится знаменитая карстовая Капова пещера, общая протяженность галерей и залов которой превышает 2 км. Наскальные рисунки эпохи палеолита с изображением мамонтов, носорогов, древних лошадей имеют возраст 15–20 тысяч лет.

Висимский заповедник, созданный в 1946 году для охраны ландшафтов южной тайги, прекращал существование на 20 лет, но затем был воссоздан на части прежней территории.

Заповедник **Денежкин Камень** в 1961 году был преобразован в госпромхоз, а затем воссоздан в 1991 году, но только в пределах восточной части – в Свердловской области.

Для сохранения степных ландшафтов холмисто-увалистых и низкогорных районов Южного Урала с комплексом редких и типичных представителей флоры и фауны в 1989 году был организован **Оренбургский** заповедник. В его состав вошли пять участков на площади около 392 км², из которых четыре – Предуральская, Буртинская, Ащисайская и Айтуарской степи – лежат в пределах Урала, а пятый – Таловская степь – в Заволжье. В Красной книги РФ в его пределах значатся беркут, степной орел, курганник, могильник, соколы балобан, сапсан и степная пустельга, степной лунь, филин, белоглазый нырок, дрофа, стрепет, журавль-красавка, краснозобая казарка, кудрявый пеликан, малая крачка, розовый фламинго, гусь-пискулька и кулик-шилоклювка. Режим охраны позволяет сохранять и восстанавливать популяции 20 редчайших видов растений, в том числе ковылей Залесского, красивейшего и перистого, ирисов низкого и карликового.

«Предуральская степь», известная также как «Оренбургская тарпания» и «Орловская степь», – крупнейший в России единый участок нераспаханной типичной зональной ковыльной степи площадью 165 км². Расположен на междуречье левых притоков Урала – Урта-Бурти и Бурти. В период массового освоения целины эта территория была передана Министерству обороны, что и позволило уберечь от распашки богатые степные сообщества с тюльпаном Шренка.

В 2015 году был организован Центр реинтродукции лошади Пржевальского с планами воссоздания вольной популяции в пределах исторического ареала на территории России.

На участке «Ащисайская степь» еще в XX веке регулярно встречались сайгаки.

В списке особо охраняемых природных территорий Урала особого внимания заслуживает **Восточно-Уральский** радиационный заповедник. Причиной его создания стала Кыштымская авария 1957 года на химическом комбинате «Маяк» в закрытом городе Челябинск-40 (ныне Озёрск). В результате взрыва и последующего атмосферного разноса сформировался Восточно-Уральский радиоактивный след. В границах этого следа в 1966 году был организован заповедник площадью 166 км², в число задач которого вошло изучение воздействия радиации на биоту. В растительном покрове заповедника, лежащего среди зауральских лесостепей на озерной равнине холмисто-увалистого пенеплена, сочетаются лесные массивы березняков, занимающих около 70 % территории, с травяными

биомами остепненных лугов и степей и березовыми колками. Строгий режим охраны границ лесостепного экотона обеспечивает высокое биоразнообразие. На охраняемой территории обитают орлан-белохвост, беркут, большой подорлик, степной орел, соколы балобан и сапсан, скопа, филин, бородатая неясыть, большой кроншнеп, глухарь, появился лебедь-шипун.

Радиационный заповедник находится под контролем государственной корпорации по атомной энергии «Росатом». На пространстве бывшего СССР его аналогом является Полесский заповедник в Белоруссии.

Охрана природы и развитие заповедников за последнее столетие принесли ощутимый результат: существенно выросла численность соболя и лося, успешно проведены работы по восстановлению исторического ареала бобра и русской выхухоли, получили защиту редчайшие виды крупных хищных птиц. В XX веке на Урале активно велись работы по обогащению фауны зверей. Благополучно закончилась акклиматизация североамериканских пушных зверей – норки и ондатры, в фауну введены марал и енотовидная собака. Завезенные с Алтая маралы прижились в Башкирском заповеднике. Однако попытки интродукции пятнистого оленя, кабарги и алтайского сурка положительного результата не принесли.

Работы по созданию охраняемых территорий продолжаются: в 2014 году был создан заповедник Урала – «Шайтан-Тау» для охраны богатейших лесостепей.

5.7. СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

Регион расположен к востоку от долин рек Алдан и Лена и простирается до крайней восточной точки материка мыса Дежнёва. На востоке-юго-востоке его граница проходит по Анадырской, Марковской и Пенжинской впадинам, отделяющим его от Северо-Притихоокеанской (Камчатско-Курильской) физико-географической страны, на юго-западе – по Юдомо-Майскому нагорью и южной периферии хребта Джугджур. По сути, в этих границах Северо-Восточная Сибирь представляет собой гигантский полуостров Евразии площадью около 2,05 млн км², который на севере омывается арктическими морями Лаптевых, Восточно-Сибирским и Чукотским, на северо-востоке и юге – Беринговым и Охотским морями, принадлежащими бассейну Тихого океана.

Северо-Восток Сибири – единственный регион в РФ, располагающийся сразу в двух полушариях: основная его часть, от Лены до 180-го меридиана, – в восточном, а Чукотский полуостров – в западном. Почти половина всей территории Северо-Востока Сибири находится в Заполярье.

Рельеф и геологическое строение

Северо-Восток Сибири – горно-равнинная страна. Горные сооружения занимают до 80 % всей территории. Гигантским полукольцом, вытянутым почти на 3600 км и включающим Верхоянские хребты, хребет Черского, хребет Сунтар-Хаята, Колымское нагорье, Анадырское плоскогорье и Чукотское нагорье,

они окаймляют с запада, юго-запада, юга, юго-востока и востока расположенные севернее низменности – Яно-Индибирскую, Абыйскую, Колымскую. На поверхности земли, таким образом, образован гигантский амфитеатр, обращенный к арктическим морям. В пределах этого амфитеатра располагаются бассейны рек Яна, Индигирка и Колыма, несущих свои воды на север. Водораздел Арктического и Тихоокеанского бассейнов смещен далеко на юг и располагается на расстоянии 75–200 км от берега Охотского моря.

Горные сооружения Северо-Востока Сибири сформировались преимущественно на мезозойских складчатых структурах, обрамляющих структуры платформенного типа – Колымский, Омолонский и Охотский срединные массивы. Складчато-кристаллический фундамент срединных массивов сложен архейско-протерозойскими породами, осадочный чехол – дислоцированными верхнепротерозойскими, палеозойскими и слабо дислоцированными мезозойскими отложениями, по периферии массивов прорванными интрузиями гранитов. Значительные площади здесь занимают эффузивные покровы мелового возраста. Складчатые структуры мезозойского возраста сложены осадочными породами каменноугольного, пермского, триасового и юрского возраста, представленными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми и углистыми сланцами. Для обширной полосы, расположенной между древней Сибирской платформой и Колымским срединным массивом, характерны отложения так называемого верхоянского комплекса, включающего толщи верхнепалеозойских, преимущественно морских, песчано-глинистых отложений мощностью до 10 км и более, сменяющихся однотипными отложениями триаса и нижней юры.

В Верхоянско-Колымской складчатой системе накопление отложений происходило неравномерно. В среднем карбоне – ранней перми максимальное прогибание шло на месте современного Верхоянского антиклинория. Поднятия здесь начали формироваться в конце перми – начале триаса. Со середины триаса опускание захватило широкую полосу в пределах Индигиро-Колымской синклинальной зоны. В юрское время область наибольших опусканий сместилась еще дальше на восток. Формирование существующих ныне складчатых структур началось в поздней юре и закончилось в позднем мелу. В орогенный этап развития на участках, испытывавших относительное опускание, образовалась система наложенных межгорных впадин, а перед фронтом воздымавшегося Верхоянского антиклинория заложился Предверхоянский краевой прогиб¹⁴². К орогенному этапу относится и формирование протяженных поясов гранитоидных интрузий, особенно многочисленных в Иньяли-Дебинском синклинории.

К северо-востоку от Колымского и Омолонского массивов геосинклинальный комплекс интенсивно дислоцированных мезозойских структур представлен в основном триасовыми песчано-сланцевыми отложениями, включающими толщи вулканогенно-кремнистых пород. Начиная с поздней юры на складчатом триасовом основании формировались наложенные впадины, в которых накапливались грубообломочные континентальные отложения и вулканиты. По южной и юго-восточной перифериям мезозойских структур в пределах Охотско-Чукотского

¹⁴² Красильников И.Н., Паланджян С.А. Геологическое строение России ...

вулканического пояса в меловое время сформировались покровы эффузивов кислого и среднего состава. К концу мела регион представлял собой горную область с обширными межгорными впадинами, в которых накапливались терригенные и вулканогенные отложения. Денудация горных сооружений в условиях теплого влажного климата конца мела и всего палеогена привела к формированию поверхности выравнивания, остатки которой сохранились на междуречьях в пределах плоскогорий (Янского, Эльгинского, Оймяконского, Алазейского, Анадырского), а местами и на хребтах, вершины которых в плейстоцене не достигали нижней границы хionoсферы.

Все существующие ныне на Северо-Востоке Сибири горные сооружения – возрожденные складчато-глыбовые образования. Сформировались они в неоген-четвертичное время дифференцированными блоковыми движениями, проявившимися на фоне общего поднятия в южной и центральной частях региона. По северной периферии физико-географической страны в это время преобладали опускания, которые привели к накоплению толщ континентальных и прибрежно-морских отложений мощностью от 40–50 м до 400–500 м на площади более 500 тыс. км² и образованию системы низменностей – Яно-Индибирской, Абыйской, Колымской. Низменности отделены друг от друга морфоструктурами, испытавшими поднятие. В рельефе они выражены Полоусным кряжем и Алазейским плоскогорьем, с отметками вершинных поверхностей от 400 до 1000 м.

Ориентировка горных хребтов в основном совпадает с простираем мезозойских складчатых структур. Вместе с тем соотношение морфоструктур и складчатых структур в одних случаях прямое, в других – инверсионное. К неотектоническому этапу относится и заложение Момо-Селенняхской рифтовой зоны, протягивающейся от моря Лаптевых на юго-восток почти на 1000 км. В рельефе она выражена Момской и Селенняхской впадинами шириной до 50 км, обрамленными с юго-запада альпинотипным хребтом Черского с отметками вершин до 3147 м (максимальная высота для всего региона), с северо-востока хребтами Селенняхским с высотами до 1500 м и Момским, также альпинотипным, с высотами до 2500 м. В пределах рифтовой зоны отмечаются высокая сейсмичность (до 8 баллов) и следы недавней вулканической деятельности. На правом берегу реки Момы в пределах ее третьей надпойменной террасы располагаются шлаковые конусы вулканов Балаган-Тас и Урага-Тас относительной высотой до 180 м, диаметром по основанию до 1200 м.

Высокогорья с отметками более 2000 м располагаются на участках с максимальной для Северо-Востока Сибири величиной неотектонических поднятий. Это осевая часть Верхоянской горной системы, хребты Сетте-Дабан и Сунтар-Хаята, Тас-Кастабыт, Улахан-Чистай, часть Юдомо-Майского нагорья, горная система (хребет) Черского. Рельеф здесь альпинотипный. Главную роль в его формировании играли плейстоценовые ледники, есть современное оледенение. Типичны узкие скалистые гребни, цирки, кары.

Среднегорные массивы с отметками вершинных поверхностей от 1000 до 2000 м занимают большую часть Верхоянской горной системы, Юдомо-Майского нагорья, хребтов Момского, Черского, Сунтар-Хаята, Колымского нагорья, Анюй-

ского хребта. Для средневысотных горных сооружений характерны сглаженные вершинные поверхности, которые в одних случаях, на высотах до 1500 м, как правило, являются фрагментами мел-палеогеновой поверхности выравнивания, в других, на высотах до 2000 м, – результатом морозного выветривания, солифлюкции и ледниковой обработки. На тех участках, где вершинные поверхности выработаны в кристаллических породах, располагаются курумы. Склоны среднегорных хребтов, особенно западной и юго-западной экспозиций, нередко осложнены цирками и карами. На таких участках они имеют большую крутизну (45–80°). На них развиваются обвальные и осыпные процессы. Склоны, крутизна которых не превышает угла естественного откоса для образующихся на них продуктов выветривания, перерабатываются процессами солифлюкции.

Низкогорья с отметками до 1000 м располагаются по периферии среднегорных массивов. Для них характерны достаточно густое эрозионное расчленение, сравнительно небольшая, 100–300 м, глубина долин и относительно выположенные (как правило, менее 35°) склоны, на которых активно развиваются процессы солифлюкции (особенно если склоны выработаны в толщах глинистых сланцев). К выходам гранитов приурочены курумы.

Значительные площади в регионе занимают плоскогорья: Янское, Эльгинское, Оймяконское, Нерское, Алазейское, Юкагирское, Анадырское – с отметками уплощенных вершинных поверхностей от 400 до 1300 м. Плоскогорья – это участки мел-палеогеновой денудационной равнины, слабо приподнятые и практически не деформированные в неоген-четвертичное время, с менее густой, даже по сравнению с низкогорьями эрозионной сетью. Местами над плосковолнистой поверхностью обширных междуречий возвышаются куполовидные сопки относительной высотой до 100 м и более, обычно представляющие собой отпрепарированные денудацией апикальные части гранитных интрузий.

Климат и обусловленные им природные явления

Регион Северо-Востока Сибири, по Б.П. Алисову, практически целиком расположен в пределах арктического и субарктического климатических поясов¹⁴³. Лишь юго-восточная периферия страны, примыкающая к Охотскому морю, в полосе от 70 до 150 км отнесена исследователем к муссонной дальневосточной и тихоокеанской областям умеренного пояса. Климат региона определяется, с одной стороны, влиянием Арктического бассейна и акватории Охотского моря, проявляющимся через адвекцию различных воздушных масс, с другой, – особенностями строения рельефа. Горные сооружения, протягивающиеся по южной и юго-восточной перифериям физико-географической страны, препятствуют проникновению относительно теплого и влажного воздуха с Тихого океана во внутренние районы в холодное время года. В то же время холодный воздух из Арктики летом практически беспрепятственно проникает до верховий Яны и в средние части бассейнов рек Индигирка и Колыма.

¹⁴³ Алисов Б.П. Климат СССР ...

Годовые значения радиационного баланса в регионе мало меняются как с севера на юг, так и с запада на восток и составляют 20–22 ккал/см² год. Осадков в среднем за год выпадает от 250 мм в пределах межгорных впадин до 500 мм на склонах обрамляющих их низкогорных и среднегорных хребтов. На западных и юго-западных склонах наиболее высоких хребтов (Верхоянского, Черского, Сунтар-Хаята) выпадает до 1000 мм осадков, преимущественно в твердом виде.

В западных районах физико-географической страны до 70 % осадков приходится на теплое время года, в восточных в связи с более равномерным их распределением в течение года летом выпадает до 45 % их годового количества. Среднегодовое испарение – около 200 мм. Из-за низких летних температур увлажнение в низкогорных районах и на плоскогорьях достаточное, в среднегорьях и высокогорьях, а также на Яно-Индигирской, Абыйской и Колымской низменностях – избыточное, в замкнутых межгорных впадинах и в нижних частях склонов южной экспозиции, в континентальных районах региона – недостаточное. Последнее обстоятельство обусловило существование здесь остепненных ландшафтов.

Средняя суточная температура переходит через 0 °С в середине сентября. С этого времени устанавливается холодный период, продолжительность которого составляет 7,5–8 месяцев. Радиационный баланс имеет отрицательные значения с октября до конца марта. В это время над регионом формируется устойчивая область повышенного давления. Преобладание антициклонального режима погоды в области повышенного давления при наличии межгорных впадин определяет здесь очень низкую температуру воздуха, инверсии температур и малую мощность снежного покрова. В открытых долинах температура воздуха в январе опускается до (–36...–40) °С, в межгорных впадинах – до (–50...–60) °С и ниже (в Оймяконе температура воздуха понижалась до минус 71 °С). В горах, окружающих котловины, с подъемом на каждые 100 м температура воздуха повышается на 1,5–2 °С. В среднем и верхнем ярусе гор температура оказывается на 20–30 °С выше, чем в котловинах. Адвекция свежего арктического воздуха в открытых долинах повышает температуру воздуха днем до (–20...–30) °С.

Высота снежного покрова обычно составляет 30–40 см. В межгорных впадинах снега меньше (20–30 см), на западных и юго-западных склонах среднегорных хребтов – больше (до 80 см). Устойчивый снежный покров существует от 220 дней на склонах южной экспозиции в верховьях Яны до 260 дней на склонах северной экспозиции в бассейне реки Алазеи и в горах на высотах более 1000 м. По юго-восточной периферии физико-географической страны, куда в результате циклогенеза периодически поступает более теплый и влажный воздух, температура воздуха в январе может повышаться до (–6...–10) °С, при этом отмечается усиление ветра, увеличивается количество осадков.

В апреле происходит перестройка барического поля, через континентальные районы Северо-Востока Сибири перемещаются циклоны. Пути их в основном лежат к северу от Полярного круга. В теплое время года выпадает основное количество осадков. Весна короткая (три–четыре недели мая). Лето прохладное, на Яно-Индигирской, Абыйской и Колымской низменностях – с морозящими осадками, нередко с мокрым снегом. Средняя июльская температура

здесь составляет всего (+5...+10) °С, в горной части региона, в открытых к северу горных долинах, она равна (+12...+13) °С, а в межгорных впадинах, там, где зимой отмечаются особо низкие температуры, – (+14...+16) °С. В июле после полудня температура воздуха в межгорных котловинах может повышаться до +25 °С. Абсолютные максимумы температур достигают +30...+35 °С. Вместе с тем в межгорных впадинах заморозки могут наблюдаться в течение всего лета, а в августе это весьма обычное явление.

Циклоны с Берингова и Охотского морей выносят в прибрежные районы относительно прохладный воздух с температурой (+7...+10) °С. Как следствие, в Магадане лето прохладнее, чем в континентальных районах Магаданской области.

Многолетняя мерзлота

Среднегодовые температуры воздуха в пределах всего Северо-Востока Сибири отрицательные – от минус 3,6 °С в Магадане до минус 17,2 °С в Верхоянске и минус 22,1 °С в Оймяконе, что является основным условием существования многолетней сплошной низкотемпературной, от минус 5 до минус 12 °С, мерзлоты. Мощность толщи многолетнемерзлых пород на разных участках меняется от 200–300 до 500–600 м. Лишь на Охотском побережье появляются значительные по площади талики. На северных равнинах развиты полигонально-жильные льды, встречаются гидролакколиты. В горных районах в толщах скальных пород по трещинам формируются жильные льды, в толщах четвертичных отложений – миграционные льды.

Мощность деятельного слоя в зависимости от состава грунтов, экспозиции склонов, характера растительности меняется от 0,2 до 1,5 м (в толщах щебнисто-суглинистых коллювиальных отложений в горных районах на склонах южной экспозиции). На субгоризонтальных поверхностях, сложенных песчано-глинистыми грунтами разного генезиса, активно развиваются процессы пучения и термокарста. На наклонных поверхностях, покрытых чехлом щебнисто-суглинистых коллювиальных отложений, идут процессы солифлюкции. Наиболее активно солифлюкция развивается на склонах южной экспозиции, получающих больше тепла и, соответственно, протаивающих на большую глубину. Как следствие, горные долины малых рек в горных районах, ориентированные в широтном направлении, приобретают четко выраженную асимметрию: склоны северной экспозиции у них круче, имеют прямой или выпуклый поперечный профиль, южные склоны более пологие, выпукло-вогнутые, с пологонаклонной (от 2 до 8°) поверхностью шлейфа солифлюкционных отложений в их основании.

В пределах отпрепарированных гранитных массивов и вулканогенных образований формируются курумы.

Условия формирования стока

Мерзлота обуславливает особые условия стока. Грунтовые воды, за исключением подрусловых вод в таликах разной глубины, отсутствуют. Как следствие,

доля грунтового питания рек здесь сокращается до 5–10 %. Выходы на поверхность подмерзлотных вод приурочены лишь к зонам активных тектонических нарушений, а их не так много. В результате почти все реки с площадью бассейна менее 10 тыс. км², за исключением тех, что получают питание за счет подмерзлотных вод по разломам, к зиме практически иссякают. На перекатах обнажаются валунно-галечно-песчаные русловые отложения, на неглубоких плесах вода промерзает до дна. Основная часть наледей образуется, главным образом, при замерзании выходящих на поверхность грунтовых (подрусловых) вод и речной воды. Когда лед сковывает реки, он образуется не только на поверхности, но и на дне реки, – это так называемый донный лед. Поток воды движется по постоянно суживающейся «ледяной трубе». При растрескивании льда вода изливается на поверхность и замерзает, образуются наледи, которые якуты называют тарынами. Обычные размеры наледей в бассейне верхнего течения Колымы: от 100 до 500 м в длину, 50–100 м в ширину при толщине 2–3 м. На участках разгрузки подземных вод по зонам активных разломов образуются более крупные наледи. Так, например, наледь Улахан-Тарын в долине Момы имеет длину до 90 км, площадь (в среднем) 112 км², толщина льда в ней колеблется от 2 до 6 м, а объем воды составляет 0,5 км³. По долине реки Момы с ее активными разломами, по которым к поверхности поступают подмерзлотные воды, в одну линию вытянуты 20 наледей.

Наледи в долинах растут в течение всей зимы, заполняя русла рек и их поймы. В тех случаях, когда выходы подземных вод располагаются у подножий склонов, наледи занимают притыловые участки пойм и часто оторваны от русла. В летние месяцы наледи полностью (русловые) или частично (пойменные) стаивают, уменьшаются их толщина и площадь, однако совсем они, как правило, не исчезают и на одном и том же месте существуют многие годы.

Общее количество наледей на Северо-Востоке России достоверно не известно. По разным оценкам, количество их может достигать нескольких тысяч, а общая площадь – от 2 до 4 тыс. км², т.е. на порядок больше, чем площадь современного оледенения данного региона.

Реки

Реки Северо-Восточной Сибири (табл. 1) питаются в основном за счет талых снеговых вод и летних дождей. В частности, у Колымы доля снегового питания составляет 47 %, дождевого – 42 %. Определенную роль в их питании играют подземные воды (для Колымы – до 11 %), таяние наледей и ледников (для Индигирки). Мерзлота водонепроницаема, вследствие чего талые снеговые и дождевые воды, за вычетом испарившейся их части, расходуются на формирование речного стока. Коэффициент стока в регионе достигает 0,75–0,80. На теплом время года приходится 90–95 % годового стока. Более 70 % годового стока приходится на июнь–август. У Яны 90 % стока приходится на май–август. Расход воды во время летнего половодья у Яны достигает 9000 м³/с, а зимой – 15 м³/с. В течение зимы сток даже наиболее крупных рек региона, Колымы, Индигирки и Яны, не превышает 5 % годового. В реках, дренирующих Яно-Индигирскую

и Колымскую низменности, – Омолой, Хрома, Большая Чукочьа – сток к середине зимы практически прекращается. Яна при впадении в море Лаптевых и Индигирка при впадении в Восточно-Сибирское море образуют обширные дельты площадью соответственно 10,2 и 7,7 тыс.км².

Таблица 1

Крупнейшие реки Северо-Востока Сибири

Название	Длина, км	Площадь бассейна, тыс. км ²	Расход воды в устье, м ³ /с	Годовой сток, км ³
Колыма	2150	643	3900	123
Омолон (самый большой правый приток Колымы)	1150	118,6	680	21,5
Индигирка	1726	360	1570	58,3
Яна	872	238	1000	31,5
Алазея	1590	64,7	320	10,1
Большая Чукочьа	758	19,8	-	-
Омолой	593	38,9	-	-
Хрома	685	19,7	-	-
Охота	393	19,1	200	6,3

Озера

На Северо-Востоке Сибири насчитывается более ста тысяч озер. Большая их часть располагается на Яно-Индигирской, Абыйской и Колымской низменностях, в том числе в бассейне Яны 40 тысяч, в бассейне Алазеи 24 тысячи, в бассейне среднего течения Индигирки на Абыйской низменности более 20 тысяч. На отдельных участках низменностей (междуречье Уяндины и Индигирки, верховья Алазеи, верховья Большой Чукочьей, низовья Колымы) площадь озер больше, чем площадь разделяющей их суши. Заозеренность здесь достигает 50–60 %.

Котловины большинства озер имеют термокарстовое происхождение. В долинах рек много пойменных озер. Из всех озер 90 % имеют площадь от 0,1 до 1,0 км² и глубину от 1 до 7 м. В течение 7–8 месяцев озера скованы льдом, а наиболее мелкие из них промерзают до дна. Площадь наиболее крупных озер достигает 20 км² и более (Оротко в низовьях Яны, Ожогоино на левобережье Индигирки, Павылон на левобережье Алазеи, Чукочьа в низовьях Колымы).

В горных областях озер меньше. Это либо озера-старицы в поймах рек, либо небольшие ледниковые озера, располагающиеся на участках современного и древнего оледенения. Примером может служить группа озер в отрогах хребта Черского на левобережье реки Колымы в Ягоднинском районе Магаданской области, между хребтами Большой Аннгачак и Уаза-Ина. Здесь располагаются озеро Джека Лондо-

на (длина 10 км, ширина 1–2 км, глубина до 50 м, площадь 14,4 км², отметка уреза 803 м) и озеро Танцующих Хариусов (меньше по площади, глубиной до 20 м, отметка уреза 780 м). Озера проточные. В озеро Джека Лондона впадает река Пурга. Протокой оно соединено с озером Танцующих Хариусов, из которого вытекает река Кюель-Сиен – левый приток Колымы. Деятельности древнего ледника обязано своим появлением и озеро Лабынкыр, расположенное на Сардонохском плато в верховьях Индигирки, в долине реки Лабынкыр, которую в позднем плейстоцене подпрудил ледник, спустившийся по долине ее притока. Длина озера – 14,3 км, ширина – около 4 км, средняя глубина – 52 м, отметка уреза – 1020 м.

На Анадырском плоскогорье располагается озеро Эльгыгытгын. Озеро имеет округлую форму, диаметр около 12 км и глубину до 174 м. Площадь озера – 110 км², объем воды – 14,1 км³, отметка уреза – 489 м. Образовалось оно 3,6 млн лет назад. По одним данным, это кальдера потухшего вулкана, по другим, котловина озера образовалась вследствие падения метеорита.

Современное оледенение

В пределах высокогорных участков Северо-Восточной Сибири, достигающих нижней границы хионосферы, есть современное оледенение¹⁴⁴. Снеговая линия в заполярной части Верхоянской горной системы (по западному макросклону хребта Орулган) располагается на отметках от 1800 до 2000 м, к югу от Полярного круга – на высотах более 2200 м, в пределах хребта Сунтар-Хаята, в зависимости от экспозиции склонов, – на отметках от 2200 до 2450 м, в горной системе Черского – на отметках от 2350 до 2400 м.

Всего на Северо-Востоке Сибири в настоящее время насчитывается более 650 ледников общей площадью около 380 км², в том числе в Верхоянской горной системе (хребет Орулган) 74 (суммарная площадь – около 18,5 км²), в пределах хребта Сунтар-Хаята 208 (суммарная площадь – 201 км²), в горной системе Черского 276 (суммарная площадь – около 150 км²).

Преобладают каровые и висячие ледники. Формируются они преимущественно на западных и юго-западных склонах, получающих больше осадков. Реже образуются долинные ледники. Самый большой из них – ледник Цареградского – располагается в Боурдахском высокогорном массиве хребта Черского. Длина его составляет 8,9 км, площадь – около 12 км². Верхний край ледника располагается на высоте более 2800 м, нижний опускается до отметки 1600 м. Лишь немного уступает ему по размерам ледник Обручева, также располагающийся в пределах хребта Черского. Он имеет длину 8,6 км, площадь 7,6 км². Верхняя граница ледника находится на высоте более 2500 м, нижняя – 1500 м. В хребте Орулган небольшие каровые ледники группируются в основном в пригребневой части по западному крутому макросклону, в интервале высот от 1800 до 2200 м. Здесь же располагаются многочисленные снежники-перелетки. Самый крупный ледник Верхоянья площадью около 4 км² – переметно-долинный ледник Колосова.

¹⁴⁴ Долгушин Л.Д., Осипова Г.В. Ледники. М., 1989.

Его ледовое седло располагается на отметке 1750 м; западная часть принадлежит бассейну Лены (река Кэндэ), восточная – бассейну Яны (река Джабда).

Древние плейстоценовые оледенения располагались в основном в тех районах, где формируются современные ледники, хотя из-за снижения снеговой линии на 500–800 м площадь их была значительно больше, чем в настоящее время. Следы ледниковой деятельности в среднегорных и высокогорных массивах в виде каров, цирков, троговых долин фиксируются на отметках более 1500 м. Донная морена в троговых долинах в юго-восточной части горной системы Черского фиксируется на отметках до 700 м. В межгорных впадинах, как и на приморских равнинах, ледниковых отложений нет.

Ландшафтная структура

По условиям формирования и характеру ландшафтов физико-географическая страна Северо-Восток Сибири разделяется на меньшую по площади северную, приморскую, преимущественно равнинную, часть и более обширную южную, преимущественно горную.

В пределах приморских низменностей наблюдается широтно-зональная дифференциация ландшафтов, в горной части территории – высотная поясность. На приморских низменностях выражены зоны тундры, лесотундры и таежная, постепенно сменяющие друг друга с севера на юг. Горная часть региона расположена в пределах таежной зоны. Здесь выделяются горные области с высотной дифференциацией ландшафтов. Нижний пояс представлен лиственничной тайгой, выше располагаются горные тундры, местами холодные горные пустыни и ледники.

Зона тундры в равнинной части физико-географической страны протягивается от залива (губы) Буор-Хая на западе до мыса Дежнёва на востоке. Средняя высота поверхности Яно-Индибирской, Абыйской и Колымской низменностей составляет 50–80 м. Низменности пересекают широкие и неглубокие, от 10 до 50 м (по южной периферии), долины рек Омоя, Яны, Хромы, Индигирки, Алазеи, Большой Чукочьей, Колымы и их притоков. Междуречные пространства осложнены бесчисленными термокарстовыми западинами и котловинами, в том числе аласами, площадью до нескольких десятков квадратных километров. Большая часть термокарстовых котловин занята озерами, обычно соединенными друг с другом протоками (висками). Между озерами местами располагаются холмистые увалы относительной высотой до 10 м и более. На отдельных участках над аккумулятивными озерно-аллювиальными равнинами на десятки – первые сотни метров возвышаются сопки и гряды, сложенные коренными скальными породами.

Северные, приморские, части низменностей заняты арктической тундрой с разреженным растительным покровом из зеленых мхов, кустистых лишайников и многолетних травянистых растений, в том числе злаков – лисохвоста и мятлика, осок, произрастающих куртинами на переувлажненных в летнее время тундрово-глеевых почвах. До 50 % площади занимает кочкарно-гипново-сфагновая

тундра, поверхность которой осложнена плотными кочками пушицы. Неравномерные промерзание и протаивание грунтов обуславливают их деформацию и образование вокруг пушицевых кочек пятен обнаженных грунтов. В прибрежной зоне, подтопляемой во время нагонов морскими водами, формируются бескильницево-осоковые луга на засоленных почвах.

К югу арктическую тундру сменяет типичная мохово-лишайниковая тундра на тундрово-глеевых почвах с массивами пушицево-осоковой тундры на наиболее обводненных и заболоченных участках на торфяно-глеевых почвах, в том числе по периферии существующих и на месте бывших озер. На лучше дренированных участках по периферии сопок и на расположенных между озерами увалах произрастают мятлик, лисохвост альпийский, вейник гренландский, звездчатка, крестовник, камнеломки, а также кустарнички – карликовая березка, дриада, кассиопея, толокнянка альпийская, водяника. Вдоль рек на песчаных и галечниковых косах и островах растут тальники.

Южнее типичную тундру сменяет южная кустарниковая тундра с зарослями ерника, тальника и ольховника, с островами лишайниковой тундры на тундрово-глеевых почвах. По понижениям располагаются массивы осоково-пушицевой кочкарной тундры и осоковые болота.

Лесотундра с характерными для нее лиственничными рединами, массивами кустарниковых тундр и пушицевых кочкарников, со сфагновыми бугристыми торфяными болотами имеет ширину от 30 до 100 км. В поймах рек Индигирка, Колыма, Большой Анюй растут тополево-чозениевые леса. Едва река намывала галечную косу и в межень обнажила ее, как на ней появляется ива-чозения, которая растет там, где есть подрусловые талики и где в зимнее время ее корни постоянно омываются водой. Когда чозения постепенно покрывает весь галечный остров, она начинает задерживать взвешенные и влекомые наносы, что приводит к образованию слоя наилка – пойменной фации аллювия. К чозении по мере накопления пойменного аллювия подселяется тополь, появляются кустарники и травы, под которыми формируются дерново-аллювиальные почвы. При боковом смещении русла массивы поймы размываются, вновь образуются галечные косы и острова, и первой на них поселяется ива-чозения. Тополево-чозениевые леса по долине Индигирки проникают в Заполярье до самой границы с тундрой.

Абыйская низменность и южная части Колымской располагаются в **таежной зоне**. Средние июльские температуры здесь составляют от +10 до +14 °С, сумма активных температур – от 600 до 1000 °С. Низкие междуречья занимают северо-таежные лиственничные редколесья на глеево-мерзлотно-таежных почвах, среди которых располагаются многочисленные озера, гипново-травяные и осоково-пушицевые болота. В поймах рек произрастают тополево-чозениевые леса.

В таежной зоне располагается и большая часть горных сооружений региона. Горная тайга на северном ее пределе в зависимости от экспозиции склонов поднимается до отметок 400–500 м, южнее, на хребте Сетте-Дабан и на Юдомо-Майском нагорье, – до 1200 м. Для горно-таежных ландшафтов характерны лиственничные, обычно редкостойные, мохово-лишайниковые леса на мерзлотно-

таежных почвах. В их подлеске преобладает ерник, местами встречается кедровый стланик; среди кустарничков обычны брусника, голубика, водяника, багульник.

Горная тайга с высотой сменяется каменистыми горными тундрами с лишайниками и куртинами арктоальпийских трав, поднимающимися в среднегорьях до высоты 1500 м. В нижней части пояса горных тундр обычны заросли кедрового стланика, часто практически непроходимые, местами формируются заросли ерника и ольховника. На массивах кристаллических пород, где в процессе криогенного выветривания образуется щебнисто-глыбовый элювий, формируются курумы.

На высотах более 1500 м повсеместно, даже по южной периферии физико-географической страны, располагаются холодные гольцовые пустыни. Их склоны крутизной более 40° – это обнаженные коренные породы, местами с пятнами накипных лишайников. Выровненные поверхности, выработанные в песчано-глинистых сланцах, покрыты щебнем; выработанные в гранитоидах и эффузивах, перекрыты щебнисто-глыбовыми россыпями – курумами. Здесь обычны как каменные моря, так и каменные реки, спускающиеся вниз по долинам на сотни метров. Холодные гольцовые пустыни в зависимости от расположения горных массивов и экспозиции склонов поднимаются до высоты 2000–2400 м. Выше располагаются нивально-гляциальные ландшафты с постоянными снегами и ледниками.

Физико-географические области

В пределах Северо-Востока Сибири выделяются 9 физико-географических областей (рис. 8): Яно-Индибирская (1), Полоусно-Алазейская (2), Абыско-Нижнеколымская (3), Анюйско-Чукотская (4), Колымская (5), Верхоянская (6), Яно-Оймяконская (7), Момско-Черская (8), Юдомо-Майская (9).

Яно-Индибирская область (1) располагается в Заполярье, к северу от отрогов хребтов Кулар и Момского, Полоусного кряжа и Кондаковского плоскогорья. Пространственно совпадает с Яно-Индибирской озерно-аллювиальной низменностью, протягивающейся вдоль побережья моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря почти на 800 км, от низовьев Омоя на западе до Кондаковского плоскогорья на востоке, в полосе шириной от 100 до 300 км. Площадь области – около 120 тыс. км².

Низменность расчленена многочисленными широкими, но неглубокими (не более 40 м) долинами рек Омоя, Яна, Хрома, Индибирка и их многочисленных притоков. Отметки поверхности междуречий – 50–80 м. Междуречья осложнены многочисленными термокарстовыми котловинами, часть из которых занята озерами. На отдельных участках (бассейны рек Селлях, Муксунуоха и др.) над поверхностью поднимаются невысокие островные сопки с отметками от 200 до 558 м, сложенные коренными породами мезозойского возраста.

Климат Яно-Индибирской области суровый. Лето пасмурное и прохладное. Средние июльские температуры изменяются от +4 °С на побережье до (+10...+11) °С

на юге. Заморозки возможны в любой из летних дней. Глубина сезонного протаивания не превышает 50 см. Продолжительность зимы – до 8 месяцев. Средние январские температуры – от минус 30 до минус 38 °С, обычны сильные ветры. Устойчивый снежный покров формируется во второй половине сентября и сходит во второй половине мая. Среднегодовое количество осадков равно 150–200 мм. Основная их часть в виде затяжных морозящих дождей выпадает в летние месяцы.

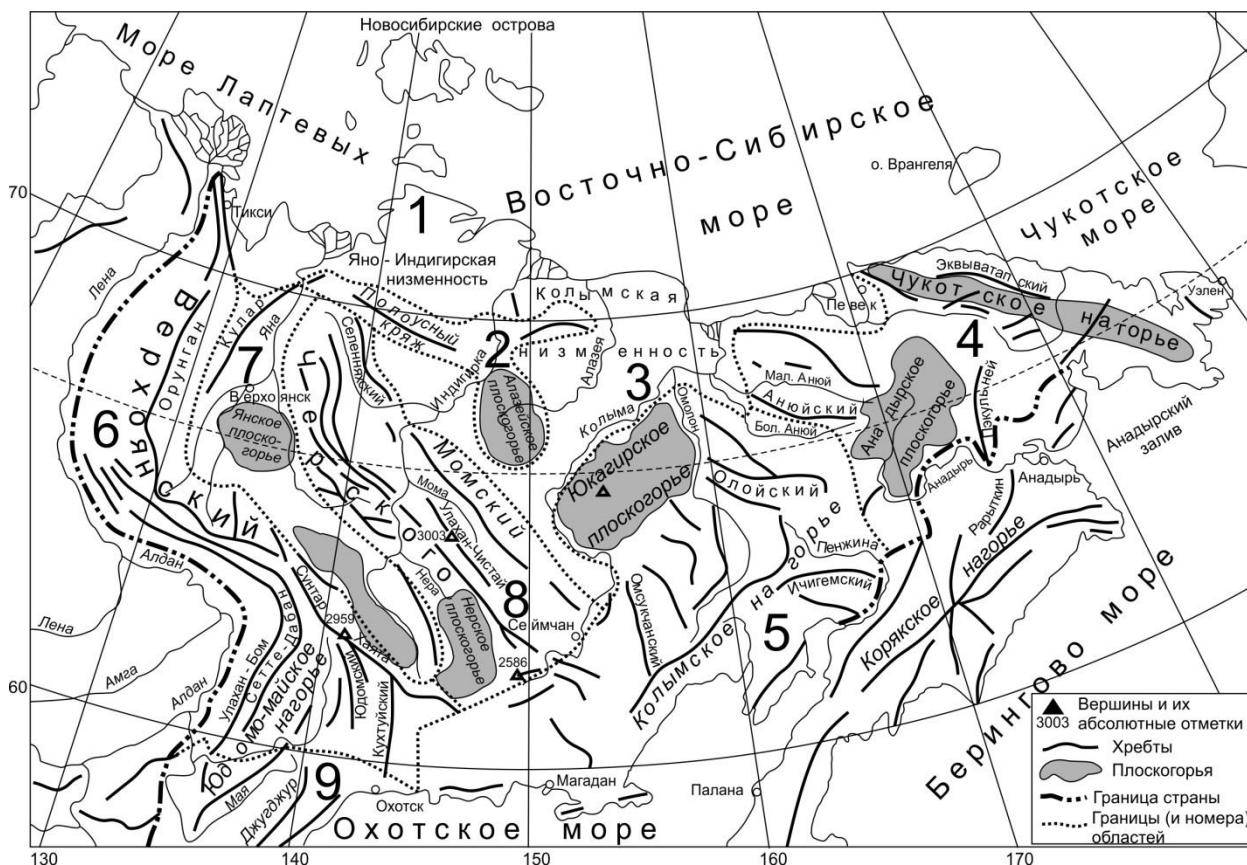


Рис. 8. Физико-географические области Северо-Востока Сибири

Территория Яно-Индигорской области в основном занята заболоченными тундрами – арктическими типичными мохово-лишайниковыми и южными кочкарными осоково-пушициевыми с гипновыми мелкокочковатыми болотами. На побережье Янского залива, губы Буорхая и Селляхской губы на аллювиальных и морских отложениях сформировались массивы приморских злаково-осоковых лугов и осоково-пушициевых болот. Лишь по южной периферии области, на участках, примыкающих к предгорьям, располагаются значительные по площади массивы лесотундровых заболоченных редколесий из даурской лиственницы на торфяно-глеевых почвах.

Полоусно-Алазейская область (2) включает в себя систему вытянутых на 600 км в широтном направлении, в полосе шириной от 25 до 50 км, невысоких хребтов – Полоусного (от 500 до 800 м), Улахан-Сас (от 200 до 757 м), Суор-Уята (от 200 до 612 м) и двух плоскогорий – Кондаковского, расположенного к северу от хребта Улахан-Сас, с высотами от 200 до 498 м и Алазейского, рас-

положенного южнее кряжа Улахан-Сас, с высотами от 200 до 951 м. Площадь области – около 60 тыс. км². Кряжи и плоскогорья сложены мезозойскими отложениями, прорванными гранитными интрузиями. Привершинные поверхности выровненные, с прерывистым чехлом глыбово-щебнистого элювия. Для участков междуречий, сложенных гранитами, характерны курумы. Склоны долин, расчленяющих кряжи и плоскогорья, как правило, имеют крутизну менее 45° и перекрыты чехлом щебнисто-суглинистых коллювиальных образований. На склонах в теплое время года активно развиваются процессы солифлюкции.

В пределах Полоусно-Алазейской области отчетливо выражена высотная ландшафтная поясность. Придонные участки речных долин, расчленяющих кряжи и плоскогорья, на высотах до 200 м заняты заболоченными редкостойными лиственничными лесами. По склонам южной экспозиции на кряжах и на Алазейском плоскогорье редкостойные лиственничники с высотой деревьев не более 6 м поднимаются до высоты 300–400 м. Произрастают они на щебнисто-суглинистых почвах. Напочвенный покров в лиственничниках – мохово-лишайниковый или ерниковый. Выше располагаются каменистые горные тундры. На Кондаковском плоскогорье горные тундры занимают все междуречья.

Абыйско-Нижнеколымская область (3), за исключением небольшого участка на юге, расположена в Заполярье. Включает слабо расчлененные Абыйскую и Колымскую озерно-аллювиальные низменности, разделенные Алазейским плоскогорьем. Преобладающие высоты поверхности – от 50 до 80 м. Обычны отдельные останцовые массивы коренных пород с высотой от 200 до 291 м. Общая площадь – около 160 тыс. км².

Климат здесь, за исключением участка в низовьях Алазеи и Колымы, более континентальный, чем в приморской Яно-Индибирской области: лето теплее, а зима холоднее. Средние температуры июля – от +9 до +14 °С. Длительность безморозного периода достигает 60–70 дней. Средние январские температуры составляют (–36...–42) °С. Годовое количество осадков – около 250 мм, в том числе летних – 175 мм. В низовьях Алазеи и Колымы, к северу от кряжа Суор-Уята, средняя температура января равна (–30...–35) °С, а средняя температура июля – от +4 до +11 °С.

На междуречьях господствуют глеево-мерзлотно-таежные суглинистые почвы, на которых произрастают редкостойные леса из даурской лиственницы. Высота деревьев составляет 8–15 м. В подлеске обычны ольховник, ерник, кедровый стланик. Лесистость не превышает 40–50 %. Остальная территория занята термокарстовыми озерами, гипново-травяными или осоково-пушицевыми болотами и заболоченными лугами (в речных долинах). По южной, приподнятой до высоты 100–200 м и лучше дренированной, периферии Абыйской и Колымской низменностей доминируют кустарничково-моховые и лишайниковые лиственничные леса. На галечниковых косах по берегам Индибирки и Колымы произрастают тополево-чозениевые леса.

В низовьях рек Алазея и Колыма с севера на юг сменяют друг друга арктические, мохово-лишайниковые, кустарничковые и осоково-пушицевые тундры, а также лесотундровые редколесья.

Анюйско-Чукотская область (4) располагается в Заполярье, к востоку от долины реки Колымы до Берингова пролива, и включает Северный Анюйский и Южный Анюйский хребты, Анадырское плоскогорье и Чукотское нагорье. Высота Анюйских хребтов достигает 1779 м, Чукотского нагорья – 1887 м, Анадырского плоскогорья – 1200 м. По площади преобладают участки с высотой от 400 до 1000 м. Вершинные поверхности хребтов и горных массивов выположенные, местами плоские, представляют собой фрагменты мел-палеогеновой поверхности выравнивания, приподнятые на разную высоту и расчлененные реками в неоген-четвертичное время на фоне дифференцированных поднятий. Анюйские хребты сложены интенсивно дислоцированными пермо-триасовыми и юрскими отложениями, представленными песчаниками и глинистыми сланцами. Во многих местах они прорваны интрузиями гранитов. В восточной части Анюйских хребтов и на Анадырском плоскогорье по площади преобладают эффузивы мелового возраста. Чукотское нагорье сложено преимущественно пермскими и триасовыми песчаниками, глинистыми сланцами, меловыми вулканогенными породами. В пределах Чукотского полуострова и Эквиватапского хребта вскрываются докембрийские гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы. На выположенных вершинных поверхностях, сложенных кристаллическими породами, формируются курумы. На склонах активно развиваются процессы солифлюкции. На Чукотском нагорье на высотах более 1000 м отмечаются следы древнего оледенения в виде каров, троговых долин, морены. По древним карам располагаются снежники-перелетки.

Климат суровый, арктический и субарктический, с холодной и долгой (8–9 месяцев) зимой. Средняя температура января повышается с запада на восток от минус 35 до минус 20 °С. Снег в горах сходит только к началу июля. Для зимы характерны сильные ветры южных румбов с пургой.

Лето холодное, пасмурное. Средняя температура июля – от +3 до +10 °С. Среднегодовое количество осадков составляет от 200 мм на западе до 700 мм на востоке. В любой из летних дней возможны выпадение снега и понижение температуры воздуха до отрицательных значений.

Господствуют горные тундры, лишайниковые, кустарничко-лишайниковые и травяно-кустарничково-лишайниковые. Пониженные участки заняты влажными осоково-пушицевыми кочкарными тундрами на тундрово-глеевых и перегнойно-торфяно-глеевых почвах, местами гипново-травяными болотами. Обширные участки по понижениям занимают полигональные тундры.

С высоты 600–800 м на западе и 100–150 м на востоке горные тундры сменяются холодными каменистыми пустынями с голыми скалами в районах распространения древнего оледенения, осыпями в основании склонов, курумами на выровненных поверхностях.

Колымская область (5) располагается на правобережье реки Колымы, протягивается от реки Инья на юго-западе до реки Большой Анюй на северо-востоке, включает Колымское нагорье, Омолонский массив и Юкагирское плоскогорье. Тектоническую основу области составляют структуры мезозойской складчатости, участок Колымского срединного массива с наложенными на него мезозойскими прогибами и часть мезозойского Охотско-Чукотского вулканического пояса.

В области мезозойской складчатости преобладают триасовые и юрские песчано-глинистые сланцы, в пределах выступов Колымского срединного массива – палеозойские осадочные, местами докембрийские кристаллические, породы, в границах вулканического пояса – эффузивы верхней юры и мела. По площади преобладают среднегорья с отметками от 1000 до 1500 м, редко более. Современного оледенения нет. Вершинные поверхности сглаженные, уплощенные, с отдельными останцами отпрепарированных даек, с курумами на участках, сложенных кристаллическими породами, и прерывистым чехлом щебнистого элювия на песчано-глинистых сланцах. На наиболее приподнятых участках, испытывавших в позднем плейстоцене оледенение, сформировались скалистые гребни (южная часть Омсукчанского и восточная часть Олойского хребтов).

Горная область располагается в пределах таежной зоны. В ее северной части редкостойные горные лиственничные леса поднимаются по склонам до высот 300–350 м, на Юкагирском плоскогорье – до 400–600 м, в верховьях Омолона – до 800–850 м, а в юго-западной части, в верховьях Колымы, – до 1000 м, местами и до 1200 м. Растут они на щебнистых мерзлотно-тежных почвах. Выше пояса горно-таежных лесов располагается пояс кедрового стланика и ольховника. Кедровый стланик обычно поднимается по склонам на 100–150 м выше лиственничной тайги. Еще выше располагаются горные тундры, местами сменяющиеся холодными гольцовыми пустынями. В поймах рек обычны тополево-чозениевые леса с примесью лиственницы.

Заболоченные, изреженные лиственничники на кочкарно-осоковых и кустарничково-сфагновых болотах – «марях» – встречаются на террасовалах, нижних выположенных участках склонов, на поверхности надпойменных террас. Высота кочек – 0,4–0,6 м.

Расположенная к юго-востоку от Охотско-Колымского водораздела часть Колымского нагорья полностью находится в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Как следствие, наряду с пермо-триасовыми песчаниками и глинистыми сланцами горные массивы здесь сложены вулканогенными породами.

Несмотря на то, что зимы на охотском побережье из-за перемещающихся вдоль арктического фронта циклонов теплее, чем в континентальных районах, среднегодовые температуры воздуха в Колымской области лишь ненамного выше – от минус 3 до минус 8 °С. Зима ветреная, с адвективными оттепелями, нередко с последующим понижением температуры до (–30...–40) °С и ниже. Лето прохладнее, сырое, с частыми туманами. Средняя июльская температура воздуха от Охотска до Гижигинской губы составляет (+12...+13) °С. Количество осадков холодного периода – до 100 мм, теплого – от 200 до 400 мм.

На склонах гор произрастают травяно-болотные и сфагновые редкостойные лиственничные леса северотаежного типа. По днищам долин растут душистый тополь, чозения, береза. На террасах и террасовалах много кустарниковых форм ивы и березы, присутствуют кедровый стланик и ольха пушистая, а в травяно-кустарничковом ярусе – багульник, брусника, вороника, в напочвенном покрове – лишайники (кладония, цетрария) и мхи (преимущественно кукушкин лен). Из-за сильных ветров деревья, особенно вблизи верхней границы леса, имеют флагообразную форму, искривлены, низкорослы.

В подгольцовом поясе, на высотах 400–600 м у побережья, 800–1000 м вблизи Охотско-Колымского водораздела, растет кедровый стланик. Выше располагаются горные тундры.

Верхоянская область (б) – система субпараллельных горных цепей (от двух на севере до шести в верховьях Яны), вытянутых на 1200 км от дельты Лены на юг до реки Томпо (правого притока Алдана), образующих Верхоянский хребет. Горные цепи разделены продольными депрессиями. Ширина горной системы с севера на юг увеличивается от 100 до 250 км. Горные цепи, расположенные к западу от Ленско-Янского водораздела, достигающего отметок от 1880 до 2247 м, глубоко расчленены правыми притоками Лены и Алдана и при высоте более 1500 м имеют альпинотипный облик. К востоку от главного водораздела, в бассейне Яны, глубина эрозионного расчленения из-за высокого положения местных базисов эрозии значительно меньше, вершинные поверхности хребтов здесь сглажены, склоны выположены. Горные проходы в пределах Водораздельного хребта, соединяющие верховья ленских и янских притоков, располагаются на отметках от 1200 до 1700 м. Область относится к Верхоянской антиклинальной зоне, сложена преимущественно терригенными пермскими и триасовыми, местами юрскими (по периферии) песчано-глинистыми породами.

Зима холодная. Средние январские температуры – от минус 30 до минус 40 °С. В межгорных депрессиях из-за инверсий температуры ниже, чем на соседних хребтах. Продолжительность холодного периода в горах – до 8–9 месяцев. Снежный покров на высотах более 700 м устанавливается уже в сентябре и сохраняется в долинах до середины мая, а на хребтах, на высотах более 1800 м, – почти до конца июня. Лето непродолжительное и прохладное. В межгорных долинах средние температуры июля составляют от +12 до +15 °С. Продолжительность безморозного периода в долинах составляет до 30 дней, а в горах начиная с высот 1000–1300 м безморозный период отсутствует. Основная часть атмосферных осадков, 60–70 % их годовой нормы, приходится на теплый период. По западному макросклону Верхоянской горной системы на высотах до 1500 м в среднем за год выпадает от 300 до 500 мм, выше – до 700 мм, а в высокогорной части хребта Сунтар-Хаята – до 1000 мм, даже в летнее время преимущественно в виде снега.

Почти на всем протяжении Верхоянской горной системы нижние части склонов заняты редкостойными лесами из даурской лиственницы на щебнистых горных мерзлотно-таежных почвах. По западному макросклону горнотаежные леса доходят до 70° с. ш., по восточному – до 69°12' с. ш. На северной границе их ареала лиственничные леса поднимаются по склонам до высоты 300 м, по южной периферии горной системы леса поднимаются до 1100–1200 м, а по южному макросклону хребта Сунтар-Хаята – до 1300 м. В напочвенном покрове преобладают лишайники, в кустарничковом ярусе господствует брусника, обычны багульник, ерник. В долинах рек растут тополь душистый и ива-чозения. По склонам долин, расчленяющих южный макросклон хребта Сунтар-Хаята, на отдельных участках встречаются ель и сосна.

Выше границы леса располагается неширокий (до 100 м по вертикали) пояс низкорослых кустарников, преимущественно из ольхи на западе и кедрового

стланика на востоке. С высотой кустарниковый пояс сменяется горными тундрами – кустарниковой, лишайниковой и каменистой. Господствуют лишайниковые тундры с кладонией и алекторией. Горные тундры с высотой вытесняются холодными горными пустынями, которые, в свою очередь, местами сменяются снежникам и ледникам.

Яно-Оймяконская область (7) располагается между Верхоянской горной системой и хребтом Черского, в полосе шириной от 200 до 300 км. В ее пределах находятся Янское, Эльгинское и Нерское плоскогорья с отметками вершинных поверхностей междуречий, соответственно от 400 до 1000, от 1000 до 1800, от 800 до 2000 м и Оймяконское нагорье с высотами от 800 до 2000 м. Территория сложена в основном песчано-глинистыми породами триаса, местами юры, прорванными в восточной части области интрузиями гранитов. Уплотненные междуречья представляют собой фрагменты расчлененной в неоген-четвертичное время палеогеновой поверхности выравнивания.

Положение области между двумя более высокими горными системами обуславливает частую повторяемость температурных инверсий и экстремально низкие зимние температуры воздуха (средние температуры января в Верхоянске и Оймяконе равны соответственно минус 48 и минус 50 °С, а минимальные – минус 69 и минус 71 °С). Для зимы, которая длится здесь со середины сентября до середины мая, характерны безветрие, низкая абсолютная влажность воздуха и малая мощность снежного покрова. Суточные температуры переходят через 0 °С в положительную сторону лишь в последней декаде мая. Из-за сухости воздуха часть снега в апреле–мае испаряется, не переходя в жидкое состояние. Средняя температура июля в глубоких долинах достигает (+14...+16) °С. Летом в депрессиях после полудня воздух прогревается до (+20...+25) °С, а иногда и до +35 °С. Вместе с тем ночью в межгорные понижения со склонов стекает холодный воздух и температура даже в июле к утру понижается до отрицательных значений. Продолжительность безморозного периода в Верхоянске и Оймяконе – менее 30 дней. Сумма активных температур – от 600 до 1000 °С. Среднегодовое количество осадков на самых приподнятых участках не превышает 400 мм, а в межгорных депрессиях – 200 мм. В Верхоянске за год выпадает 170 мм осадков, в Оймяконе – 179 мм. Лето засушливое. Испаряемость превышает выпадающие осадки. Коэффициент увлажнения составляет от 0,5 до 1,0.

Наиболее засушливы глубокие межгорные котловины и лучше обогреваемые склоны южной экспозиции. В их пределах встречаются участки лугово-степной и степной растительности. В травостое здесь преобладают злаки – типчак, овсец и мятлик, есть ковыли, кобрезия, осоки, довольно богатое разнотравье из полыни, вероники, прострела, лапчаток и зонтичных. Всего в верховьях Индигирки известно около 90 видов степных растений. Соседние участки, получающие меньшее количество тепла, заняты горными редкостойными кустарничково-моховыми лиственничными лесами, поднимающимися на Янском плоскогорье до высоты в 600 м, а на Оймяконском нагорье – до 1100 м. Более высокие участки плоскогорий заняты горно-тундровой растительностью. На речных террасах и террасоувалах обычны мари, в поймах рек – тополево-чозениевые леса.

Момско-Черская область (8) – континентальная рифтовая зона, вытянутая с северо-запада на юго-восток на 1200 км в полосе шириной от 200 до 400 км. По ее юго-западной периферии протягиваются средне- и высокогорные хребты, входящие в систему Черского: Хадаранья (от 1000 до 2079 м), Курундя (до 1800 м), Хаяхта (до 2000 м), Догдо (2000–2243 м), Чемалгинский (1800–2552 м), Чибагалахский (до 2200 м), Онёлский (2000–22637 м), Порожный (до 2500 м), Улахан-Чистай (2100–3003 м), Тас-Кастабыт (2000–2280 м). По северо-восточной периферии тянутся хребет Селенняхский (1300–2002 м) и параллельный ему хребет Иргинский (1200–1400 м), к юго-востоку от долины Индигирки – хребты Момский (1400–2390 м) и Арга-Тас (до 2100 м). Между системами хребтов Черского и Момского располагается Момско-Селенняхская впадина с ее гигантскими наледями, по которой с северо-запада на юго-восток течет река Селеннях, а с юго-востока на северо-запад, до впадения Индигирку, – река Мома.

Горные сооружения сложены интенсивно дислоцированными юрскими и триасовыми, в меньшей мере меловыми, песчано-глинистыми породами, на северо-западе и юго-востоке в разной степени метаморфизованными палеозойскими породами, прорванными интрузиями гранитов.

Для осевых частей хребтов характерно наличие острых зазубренных гребней, пиков, цирков, связанных с деятельностью древних и современных ледников.

В Момско-Селенняхской впадине средние январские температуры опускаются до минус 45 °С и ниже. Характерны температурные инверсии. Лето здесь умеренно теплое, со средними июльскими температурами (+13...+15) °С, с большим суточным ходом температур, с заморозками в любой из дней. Осадков в пределах впадины выпадает 200–300 мм в год, причем до 70 % летом. Коэффициент увлажнения – около 1,0. В горах температура воздуха зимой выше, чем во впадине, летом ниже. В северо-западных частях горных сооружений системы Черского средняя июльская температура +10 °С отмечается на высотах около 300 м, на широте Полярного круга – на высоте около 700 м, по юго-восточной периферии – на отметках 900–1100 м. В среднегорьях и высокогорьях осадков выпадает в 2–4 раза больше, чем во впадине. На склонах хребтов, входящих в систему Черского, за зиму накапливается до 80–100 см снега. В отдельные дни снег выпадает и летом. На тех участках, где горы проникают в хиносферу, формируются ледники.

Момско-Черская горная область располагается в зоне тайги. Редкостойные лиственничные леса на щебнистых мерзлотно-таежных почвах по северо-западной периферии области поднимаются до высоты в 300 м, на широте Полярного круга в зависимости от экспозиции склонов – до 600–750 м, по юго-восточной периферии по склонам северной экспозиции – до высоты 900 м, южной – до 1100 м. В долинах рек Момы, Индигирки и некоторых их притоков по склонам южной экспозиции в горно-таежном поясе встречаются небольшие участки остепненных лугов, на которых обитает черношапочный сурок. В поймах рек растут тополево-чозениевые леса с лиственницей. Лиственничная тайга с высотой сменяется зарослями кедрового стланика, еще выше переходящего в каменистые горные тундры.

Горные тундры на северо-западе области поднимаются до высоты 700 м, на широте Полярного круга – до 1000 м, на юго-востоке – до 1500 м. Выше располагаются холодные каменистые пустыни и нивально-гляциальный пояс.

Юдомо-Майская область (9) располагается в южной части физико-географической страны, в основном в бассейне верхнего течения реки Май, ее правого притока реки Юдомы, в бассейне реки Аллах-Юнь, частично в бассейнах рек, впадающих в Охотское море, – Ульи, Охоты, Ульбея. По западной периферии области с севера на юг протягиваются хребты Кыллахский, Улахан-Бом, Сетте-Дабан, Скалистый. Они сформированы в пределах Сетте-Дабанского антиклинория, сложенного нижнепалеозойскими (на западе) и пермскими осадочными породами. Основу располагающегося восточнее Юдомо-Майского нагорья составляют верхнепермские, местами триасовые и юрские, песчано-глинистые породы. Широкое распространение здесь имеют меловые вулканогенные породы, есть гранитные интрузии. В бассейне реки Охоты на поверхности вскрываются допалеозойские кристаллические породы. Хребты Сетте-Дабан и Скалистый в северных и центральных их частях поднимаются до высоты 2000 м и имеют здесь альпийский облик. В пределах густо и глубоко расчлененного Юдомо-Майского нагорья отметки поверхностей многочисленных горных массивов понижаются с севера на юг от 2331 до 1500–1200 м. Вершинные поверхности горных массивов обычно сглажены. Островершинные гребни типичны лишь для северной части Юдомского хребта, который поднимается здесь выше 2000 м.

Климат области в материковых районах резко континентальный. Средние январские температуры здесь колеблются от минус 42 до минус 32 °С. Лето теплее, чем в соседних Верхоянской, Яно-Оймяконской и Колымской областях. В долинах рек, принадлежащих бассейну реки Май, средние июльские температуры достигают +18 °С. Осадков выпадает от 300 мм на западном макросклоне хребта Улахан-Бом до 800 мм и более по восточному макросклону хребта Джугджур и прибрежного Ульинского хребта. Основная часть осадков приходится на вторую половину лета. За зиму выпадает 100–150 мм осадков.

В бассейнах рек Аллах-Юнь и Мая склоны гор до высоты 500 м занимают среднетаежные кустарничковые и травяно-кустарничковые лиственничные леса борового типа, а также и багульниково-моховые лиственничные и сосновые боры. На отметках более 450–500 м эти леса сменяются зеленомошными и сфагновыми лиственничниками, которые на высотах более 1000 м, в свою очередь, уступают место редкостойным мохово-лишайниковым лиственничникам, поднимающимся до высоты 1200–1400 м. Еще выше располагаются заросли кедрового стланика и горные тундры. Вблизи охотского побережья верхняя граница леса снижается до 1000–800 м. В поймах рек растут лиственничные леса, на надпойменных террасах – пихтовые леса, на заболоченных их участках обычны лиственничные мари. Выше по склонам хребтов здесь на подзолистых почвах произрастают елово-пихтовые леса охотского типа со сплошным моховым покровом, с примесью каменной березы вблизи верхней границы горнотаежного пояса. В интервале высот от 800 до 1000 м располагаются заросли каменной березы и кедрового стланика. Выше располагаются горные тундры.

Особенности освоения региона. Охраняемые территории

Приморские тундровые и лесотундровые равнины заселены слабо. Редкие населенные пункты располагаются в долинах рек. Жители занимаются охотой и рыболовством, в меньшей мере оленеводством. Столь же редко заселены и горные области. И хотя русские землепроходцы в этом регионе появились в начале XVII века (Якутский острог был заложен в 1632 году, Среднеколымский – в 1642 году), его освоение фактически началось после первой Колымской экспедиции, осуществленной в 1928–1929 годах под руководством Ю.А. Билибина и В.А. Цареградского, в результате которой была открыта крупная золотоносная провинция.

Уже в 30-е годы XX столетия в верховьях Колымы началась промышленная добыча россыпного золота, появились многочисленные поселки и города, в том числе столица Колымского края – Магадан. Строились дороги, в том числе колымская трасса, соединившая Магадан с основными районами добычи золота в бассейне Колымы, в верховьях Индигирки и Яны и далее, через Верхоянские хребты, с Якутском. Помимо золоторудных месторождений в бассейнах Яны и Индигирки, а также в пределах Чукотского нагорья были найдены оловорудные месторождения. На Чукотском нагорье, кроме того, были обнаружены месторождения ртути и платины. В межгорных впадинах и на мезозойских прогибах были выявлены многочисленные месторождения каменного (Зырянское, Аркагалинское) и бурого (Сеймчанское) угля. Активная добыча россыпного золота в 30–80-е годы XX века, как правило, не сопровождалась рекультивацией отработанных площадей. В сотнях долин малых и средних рек в верховьях Колымы и Индигирки на месте выровненных пойм с тополево-чозениевыми лесами, на надпойменных террасах и террасовалах были сформированы горно-промышленные комплексы, представленные бесчисленными отвалами и котлованами. С окончанием отработки россыпей котлованы, расположенные в пределах пойм, обычно заполнялись водой, на террасах и террасовалах – коллювиальными образованиями, смещавшимися с вышележащих участков склонов процессами солифлюкции. Отвалы, особенно в поймах рек, зарастали ивняком.

За пределами отработывавшихся ранее и отработываемых в настоящее время месторождений полезных ископаемых и немногочисленных населенных пунктов горные ландшафты сохранили свой первозданный облик.

Для сохранения в естественном состоянии совокупности уникальных ландшафтов, флористических и фаунистических комплексов в регионе к настоящему времени создан один заповедник – Магаданский, общей площадью 8838,17 тыс. км². Существует он с 1982 года и включает четыре разобщенных участка: Кавачеломджинский, Ольский, Ямской и Сеймчанский. Заповедник включен в предварительный список объектов природного наследия России.

С 2011 года существует национальный парк «Беренгия», располагающийся в прибрежной части Чукотского полуострова и созданный для охраны его уникальных ландшафтов. Площадь национального парка – 18 тыс. км², в том числе акватория Берингова моря занимает 3 тыс. км².

5.8. СЕВЕРО-ПРИТИХООКЕАНСКАЯ (КАЧАТСКО-КУРИЛЬСКАЯ) СТРАНА

Северо-Притихоокеанская физико-географическая страна располагается на крайнем северо-востоке России. Она включает Анадырско-Пенжинскую низменность, Корякское нагорье, полуостров Камчатку, Командорские и Курильские острова и простирается с северо-востока на юго-запад почти на 3400 км. Самостоятельность этой физико-географической страны определяется ее принадлежностью к Тихоокеанскому поясу кайнозойской складчатости с характерной для него высокой активностью вулканических и сейсмических процессов, большой контрастностью тектонических движений. В формировании региональных ландшафтов наряду с контрастностью рельефа и современным вулканизмом большое значение имеет приокеаническое положение физико-географической страны, в том числе специфика циркуляции воздушных масс, преобладание у побережий холодных течений, сглаживающих различия в солнечной радиации и определяющих сходство в структуре высотной поясности на удаленных друг от друга участках.

Особенности геологического строения и развития и их отражение в современном рельефе

Северо-Притихоокеанская физико-географическая страна располагается в области перехода «континент–океан», в пределах активной окраины материка¹⁴⁵, которая включает собственно континентальную окраину (с шельфовой частью окраинного Охотского моря), глубоководную котловину окраинного (Охотского) моря, вулканическую островную дугу (Камчатско-Курильскую), глубоководный желоб (Камчатско-Курильский), краевой вал на дне океана. Все эти элементы формировались и продолжают формироваться в зоне субдукции Тихоокеанской океанической литосферной плиты под Азиатскую континентальную. Результатами и внешними проявлениями данной субдукции являются складчато-разрывные деформации и усложнение структуры земной коры, увеличение ее мощности, горообразование и активная вулканическая деятельность.

Кайнозойская геологическая история региона представляет собой последовательную смену этапов возникновения, развития и отмирания вулканических дуг и задуговых бассейнов, формировавшихся над зонами субдукции. В конце мела к краю континента причленились крупные блоки докембрийского, палеозойского и мезозойского возраста, что привело к складчатым деформациям накопившихся в меловое время флишевых толщ корякской системы и отмиранию Охотско-Чукотской вулканической дуги. В среднем эоцене на нараставшей окраине континента сформировалась новая Корякско-Западнокамчатская вулканическая дуга. Этот вулканический пояс протяженностью около 800 км развивался в течение эоцена и олигоцена. В его преддуговом бассейне накапливались

¹⁴⁵ Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики ...

толщи терригенного флиша. В среднем эоцене возникла Алеутская островная дуга. В олигоцене к континенту причленились участки Олюторской островной дуги, что привело к формированию Олюторско-Камчатской складчатой системы, которая в миоцене стала основой Курило-Камчатской вулканической дуги и развитие которой продолжается и в настоящее время. Ее общая протяженность составляет около 1800 км. Параллельно ей на расстоянии 150–175 км к востоку протягивается глубоководный Курило-Камчатский желоб. Сейсмофокальная зона от желоба погружается под вулканическую дугу под углом около 40°.

Курильская островная часть дуги состоит из внутренней, собственно вулканической, дуги, выраженной в рельефе цепочкой островов, образующих Большую Курильскую гряду, и внешней, невулканической, дуги, выраженной в рельефе островами Малой Курильской гряды и их подводным продолжением – хребтом Витязя.

В пределах камчатской части дуги выделяются: Срединный вулканический пояс с потухшими вулканами неогенового и плейстоценового возраста, образующий Срединный хребет; Восточно-Камчатский вулканический пояс плейстоценового и голоценового возраста, протягивающийся от полуострова Озерный до мыса Лопатка, с действующими вулканами, выраженный в рельефе как цепочкой отдельных вулканов (в южной части), так и хребтами – Ганальским, Валагинским, Тумрок и Кумроч; Центрально-Камчатский грабен-синклинорий с интенсивным проявлением современного вулканизма (Ключевская группа вулканов, вулкан Шивелуч).

Анадырско-Пенжинская низменность – полоса межгорных впадин, в пределах которых вулканогенно-осадочные породы мелового, палеогенового и неогенового возраста перекрыты морскими, водно-ледниковыми и озерно-аллювиальными плейстоценовыми и голоценовыми отложениями.

Корякское нагорье состоит из антиклинальных хребтов, сложенных вулканогенно-осадочными породами мелового, палеогенового и неогенового возраста, вулканических плато и глубоких тектонических депрессий. В ядрах антиклинорий вскрываются дислоцированные и в различной степени метаморфизованные породы палеозойского возраста.

В формировании современного рельефа наряду с горизонтальными и вертикальными тектоническими движениями и вулканизмом, предопределившими появление в пределах физико-географической страны основных неровностей земной поверхности – горных хребтов, межгорных депрессий, вулканических плато и отдельных вулканов, существенная роль принадлежит экзогенным рельефообразующим процессам – эрозионно-денудационным, гляциальным, склоновым. Большие перепады высот и близкое расположение главного базиса эрозии – океана и принадлежащих ему морей – в условиях избыточного увлажнения обеспечивают активное проявление глубинной эрозии. Низкое в условиях влажного климата положение снеговой границы обуславливает широкое развитие гляциальных процессов. В летнее время на незадернованных склонах активно развиваются процессы плоскостного смыва продуктов выветривания и вулканического пепла, в районах распространения многолетней мерзлоты – солифлюкция. Широкое

развитие имеют криогенные процессы: на Корякском нагорье морозное выветривание, на Анадырско-Пенжинской низменности пучение грунтов и термокарст.

Климат и связанные с ним природные явления

Большая протяженность физико-географической страны с севера на юг обуславливает ее расположение в субарктическом и умеренном климатических поясах, а положение ее на окраине континента, на громадном полуострове Камчатка и на Курильских островах, – особенности циркуляции воздушных масс и циклонической деятельности при взаимодействии морских и континентальных умеренных и арктических воздушных масс. Климат региона имеет муссонные черты, связанные с особенностями циркуляции воздушных масс. Зимой в целом преобладает перенос холодных воздушных масс с севера и северо-запада, летом – с юга, юго-востока и востока, хотя их смена здесь не так четко выражена, как на Юге Дальнего Востока.

В среднем за год суммарная радиация с севера на юг увеличивается от 80 до 100 ккал/см² год. Из этого количества 33–35 ккал/см² тратится на отражение, 40–45 ккал/см² теряется за счет эффективного излучения. В январе на широте Полярного круга суммарная радиация равна 0, а на юге Курильской гряды – 4 ккал/см² год. В январе – феврале доля прямой радиации составляет 55–65 %. Весной очень быстро нарастает приход солнечной радиации, которая уже в мае достигает 13–14 ккал/см² мес. Одновременно увеличивается облачность, снижается прозрачность атмосферы, и, как следствие, в июне–июле суммарная радиация составляет 13–14 ккал/см² мес. в пределах всей физико-географической страны. Сезонные суммы радиационного баланса летом из-за облачности и туманов независимо от широты местности на 3–4 ккал/см² меньше, чем на материке. В итоге радиационный баланс на Корякском нагорье составляет 16–20 ккал/см² год, на Анадырско-Пенжинской низменности и в прибрежных районах Камчатки – 20–25 ккал/см² год, на Курилах – до 30 ккал/см² год. Из-за влияния холодных морей и гор практически повсеместно затраты тепла на испарение составляют 70–80 % от радиационного баланса. Летом при малой изменчивости радиационного баланса на испарение расходуется 60–65 % тепла, на турбулентный теплообмен – 25–30 %. В северных районах 4–5 ккал/см² за сезон тратится на прогрев почвогрунтов.

Зимой регион находится под влиянием Алеутской депрессии и Азиатского максимума; повышено давление и над центральными районами Камчатки. Вдоль западной периферии Алеутской депрессии и восточной периферии Азиатского максимума холодный воздух проникает далеко на юг. Арктический фронт формируется на севере Охотского моря, полярный смещается к юго-востоку от Японских островов. В январе над Охотским морем появляется ложбина низкого давления, связанная с Алеутской депрессией. Пониженный фон атмосферного давления создается выходящими с юга циклонами.

За холодное время года через Охотское море и далее через Камчатку проходит около 50 циклонов. Когда центры циклонов располагаются над Курильскими

островами, по их северной и северо-восточной периферии происходит заток на Камчатку и в северные области региона относительно теплого, влажного воздуха. Адвекции тепла при этом сопровождаются оттепелями, снегопадами. Прохождение следом холодных фронтов несет с собой метели, штормы, понижение температур. Среднемесячная температура воздуха в январе определяется особенностями как циркуляции воздушных масс, так и рельефа. Самая высокая среднемесячная температура января – до минус 6 °С – отмечается по побережьям островов Итуруп и Кунашир. Средние январские температуры по тихоокеанскому побережью Анадырской низменности, Корякского нагорья и полуострова Камчатка составляют от минус 14 до минус 10 °С, по охотоморскому побережью Камчатки – минус 14 °С, во внутренних районах Камчатки – до (–22...–26) °С, в Марковской впадине и на Пенжинской низменности – (–24...–26) °С. Изотермы холодного периода следуют конфигурации береговой линии, причем температуры понижаются в направлении от берегов в глубь суши. Повсюду образуется устойчивый снежный покров, толщина которого на Анадырско-Пенжинской низменности достигает 30–50 см, местами до 100 см, а на Камчатке, где за зиму выпадает до 500–600 мм осадков, доходит до 100–150 см и более (на юго-восточном побережье). В северных областях снежный покров устанавливается в октябре и сходит в мае, а на берегу Анадырского залива – в конце июня.

Летом над материком преобладает пониженное давление. Господствующее направление ветра по сравнению с холодным периодом меняется на южное и юго-восточное. Над холодным Охотским морем с плавающими льдами периодически формируется область повышенного давления.

Наибольшую повторяемость антициклоническая деятельность здесь имеет в июне и июле. При развитии антициклогенеза в прибрежные районы Охотского моря, в том числе на Камчатку, выносятся холодный влажный воздух, способствующий формированию туманов и низкой слоистой облачности. Адвекция с акватории Охотского моря понижает температуру воздуха на Пенжинской низменности до (+5...+9) °С, на западном побережье Камчатки – до (+10...+12) °С.

Циклоны в первую половину лета выходят преимущественно из высоких широт. В тыл им поступает холодный арктический воздух, что приводит к значительному понижению температур воздуха. Во вторую половину лета циклоны приходят преимущественно с юга.

Средние июльские температуры воздуха в пределах Анадырско-Пенжинской низменности колеблются от +8 до +12 °С, на тихоокеанском побережье Корякского нагорья и Камчатки – от +10 до +12 °С, по западному побережью Камчатки составляют +12 °С (в долине реки Камчатки – до +15 °С), на Курильских островах – от +10 до +16 °С. Абсолютные максимумы температур в Марковской впадине и в центральных районах Камчатки достигают (+25...+30) °С. Изотермы июля, как и январские изотермы, следуют конфигурации береговой линии, с той разницей, что температура по мере продвижения в глубь суши в это время растет. Сумма активных (выше +10 °С) температур на Анадырско-Пенжинской низменности не превышает 400 °С, а в наиболее континентальных

районах Камчатки достигает 1200 °С, на западном побережье острова Кунашир доходит до 1500 °С.

Осадки теплого периода на Анадырско-Пенжинской низменности составляют от 50 до 200 мм (на побережье), на Корякском нагорье и на севере Камчатки – от 300 до 4000 мм, в южной части Камчатки и на Курилах – от 400 до 800 мм (на наветренных склонах). Увлажнение повсеместно избыточное. Наибольшая положительная разность между осадками и испаряемостью 800–1000 мм отмечается на юго-востоке Камчатки. На Корякском нагорье и на Камчатке на высотах более 1000 м даже летом осадки выпадают преимущественно в твердом виде.

На Анадырско-Пенжинской низменности, на Корякском нагорье и на севере Камчатки в условиях отрицательных среднегодовых температур распространена многолетняя мерзлота. В центральных и южных районах Камчатки мерзлота островная, распространена в горных районах.

Большое количество осадков и их значительное превышение над испаряемостью обуславливают формирование значительного слоя стока: на Анадырско-Пенжинской низменности и Корякском нагорье от 200 до 400 мм, на Камчатке, за исключением вулканических плато, от 400–600 до 1000 мм и более (в ее юго-восточной части), на Курилах 600–800 мм и более.

Камчатка и Курильские острова из-за широкого распространения пористых вулканогенных пород дренируются не очень густой, 0,5–0,6 км/км², сетью преимущественно коротких рек и ручьев. Основными источниками их питания являются дождевые и талые снеговые, а на Камчатке и Корякском нагорье и талые ледниковые воды, поэтому реки особенно полноводны весной и летом. В пределах Восточно-Камчатского вулканического плато с его пористыми туфами главная роль в питании дренирующих его рек принадлежит подземным водам. На долю подземного питания здесь приходится 55–60 % годового объема стока. Модули стока в юго-восточной, самой увлажненной, части Камчатки доходят до 50–65 л/с/км², а в Центрально-Камчатской депрессии – до 20–30 л/с/км². На Анадырско-Пенжинской низменности и Корякском нагорье реки до 8 месяцев в году скованы льдом. Малые реки при этом промерзают до дна, и на них образуются наледи. Наиболее крупные реки региона – Анадырь (длина 1150 км, площадь бассейна 191 тыс. км², годовой сток 31,5 км³), Пенжина (длина 713 км, площадь бассейна 73,5 тыс. км², сток 21,5 км³ в год) и Камчатка (длина 758 км, площадь бассейна 55,9 тыс. км², годовой сток около 31 км³).

В регионе много озер, на северных низменностях преимущественно пойменных и термокарстовых, небольших по площади. Исключение составляет озеро Красное на правобережье Анадыря, площадь которого составляет 458 км². На Камчатке и на Курилах имеются озера, занимающие кальдеры потухших вулканов, – Кроноцкое и Курильское на Камчатке, Кольцевое на острове Онекотан.

Избыточное увлажнение на плоских пониженных плохо дренируемых участках обуславливает формирование болот. На Камчатке болота занимают до 12 % всей территории. Еще больше их доля на Анадырско-Пенжинской низменности и в пределах Парапольского дола.

Ландшафтная структура

Прохладный и влажный климат Притихоокеанской физико-географической страны предопределяет смещение границ природных зон по сравнению с материковой частью России далеко к югу. Тундры на севере Камчатки доходят до 60° с. ш., на 10° (1100 км) южнее, чем на Яно-Индибирской низменности. Типичная тайга с характерными для нее хвойными лесами появляется лишь на Южных Курилах.

Северные области, расположенные в субарктическом климатическом поясе, заняты тундрами: Анадырско-Пенжинская низменность – равнинными, Корякское нагорье – горной тундрой. В пределах Камчатки и Курил, где равномерный ход температур и чрезвычайно высокое увлажнение затушевывают проявление широтной зональности, преобладают горные парковые травяные леса с господством каменной березы. Ареалы хвойных деревьев из лиственницы курильской и ели аянской ограничены. Характерные для Камчатки высококотравные луга встречаются и в горнолесном поясе, и по долинам рек. Многим травянистым растениям свойственны гигантизм (таволга камчатская достигает 3–4 м высоты) и быстрый рост. На самых южных островах Курильской гряды в нижней части горнолесного пояса произрастают широколиственные породы деревьев, лианы, бамбук.

Из-за значительной высоты горных сооружений на Корякском нагорье, на Камчатке и на Курильских островах четко выражена высотная дифференциация ландшафтов. На Корякском нагорье горные тундры с высотой сменяются холодными каменистыми пустынями и нивально-гляциальными ландшафтами. На Камчатке каменно-березовые леса на дерновых и дерново-слабоподзолистых почвах поднимаются по склонам до высоты 500–800 м, выше располагается пояс из ольхового и кедрового стланика. На высотах 1000–1200 м склоны гор заняты преимущественно злаковыми альпийскими лугами на горных луговых почвах. Еще выше, до 1400–1600 м, поднимаются горные тундры с пятнами гольцов, сменяющиеся снежниками-перелетками и ледниками. На Курильских островах структура вертикальной поясности зависит от расположения и высоты самих островов. На севере и в центральной части гряды в связи с прохладным влажным климатом господствуют стланиковые формы кедровника и ольховника, которые поднимаются до отметок 600–700 м над уровнем моря. Выше располагаются высококотравные луга. Южнее острова Расшуа в основании склонов появляются каменно-березовые леса, на островах Итуруп и Уруп – хвойные леса из курильской лиственницы, аянской ели и сахалинской пихты, на Итурупе и Кунашире – широколиственные леса с лианами, бамбучники. На южных островах Курильской гряды, поднимающихся на высоту до 11589 м (Итуруп) и 1819 м (Кунашир), выделяется наибольшее количество высотных ландшафтных поясов.

Вулканизм как ландшафтообразующий фактор

Своеобразие ландшафтам Камчатки и Курил придают вулканы, которых здесь более 250, в том числе 67 действующих.

На Камчатке и на Курилах при извержениях вулканов образуются лавовые потоки, покровы, плато, перекрывающие и уничтожающие существовавшие на данных участках мезо- и микроформы рельефа с их почвенным покровом

и растительностью. При этом постоянно образуются поверхности, еще не затронутые процессами выветривания и почвообразования. Выбросы вулканического пепла в зависимости от направления ветра обнаруживаются на расстоянии в десятки и сотни километров от действующих вулканов. Каждый значительный пеплопад приводит к гибели растений, прерывает на некоторое время почвообразовательные процессы. Вследствие этого почвы вблизи действующих вулканов слоистые, с погребенными гумусовыми горизонтами. Вместе с тем периодическое поступление в почву новых порций питательных элементов, в том числе фосфора и калия, обеспечивает формирование под травянистыми лесами из каменной березы плодородных почв. Содержание гумуса в таких почвах достигает 26 %.

Покровы пористых и кавернозных туфов на склонах вулканов отличаются большой сухостью. Талые снеговые и дождевые воды практически полностью поглощаются. Временные водотоки легко размывают рыхлые продукты извержения, формируя при этом крутосклонные овраги – барранкосы. В отдельных местах на поверхность выходят горячие источники: сернистые, сернисто-водородные, железисто-известковые и т.д. Покровы свежих лав безжизненны.

Выходы горячих источников в долинах, дренирующих восточные хребты Камчатки и Восточно-Камчатское вулканическое нагорье, являются причиной того, что реки здесь не замерзают в течение всей зимы, а вследствие преимущественно подземного их питания остаются при этом полноводными.

Большой поток подземного тепла в значительной мере препятствует развитию современного оледенения. При отсутствии теплового потока из недр его площадь с учетом высоты горных сооружений и высоты снеговой линии (на севере Срединного хребта она располагается на высоте около 1000 м, на юге – 1800 м) могла бы быть значительно больше. Площадь оледенения в Ключевской группе вулканов и на вулкане Шивелуч сокращается при их извержении.

Физико-географические области

В пределах Северо-Притихоокеанской физико-географической страны выделяются пять областей (рис. 9): Анадырско-Пенжинская (1), Корякская (2), Камчатская (3), Командорская (4), Курильская (5).

Анадырско-Пенжинская область (9) – полоса межгорных впадин, простирающаяся на 750 км от Анадырского залива на северо-востоке до Пенжинской губы на юго-западе и включающая Анадырскую и Марковскую впадины на севере, Пенжинскую впадину и Паррапольский дол на юге. Впадины заполнены морскими и озерно-аллювиальными отложениями, перекрывшими дислоцированные, прорванные интрузиями, вулканогенно-осадочные породы мелового, палеогенового и неогенового возраста. Впадины отделены друг от друга невысокими, от 400 до 1100 м, горными массивами и грядами, представляющими собой антиклинории или горсты, сложенные палеозойскими и мезокайнозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Пенжинский хребет – горст-антиклинорий, протягивающийся на 450 км и разделяющий Пенжинскую низменность и Паррапольский дол. По впадинам текут реки: по Марковской

и Анадырской – Анадырь, по Пенжинской – Пенжина, по Парапольскому долу на север – Майн (правый приток Анадыря), на юг – Куюл, впадающий в Пенжинскую губу, и Таловка – левый приток Пенжины.

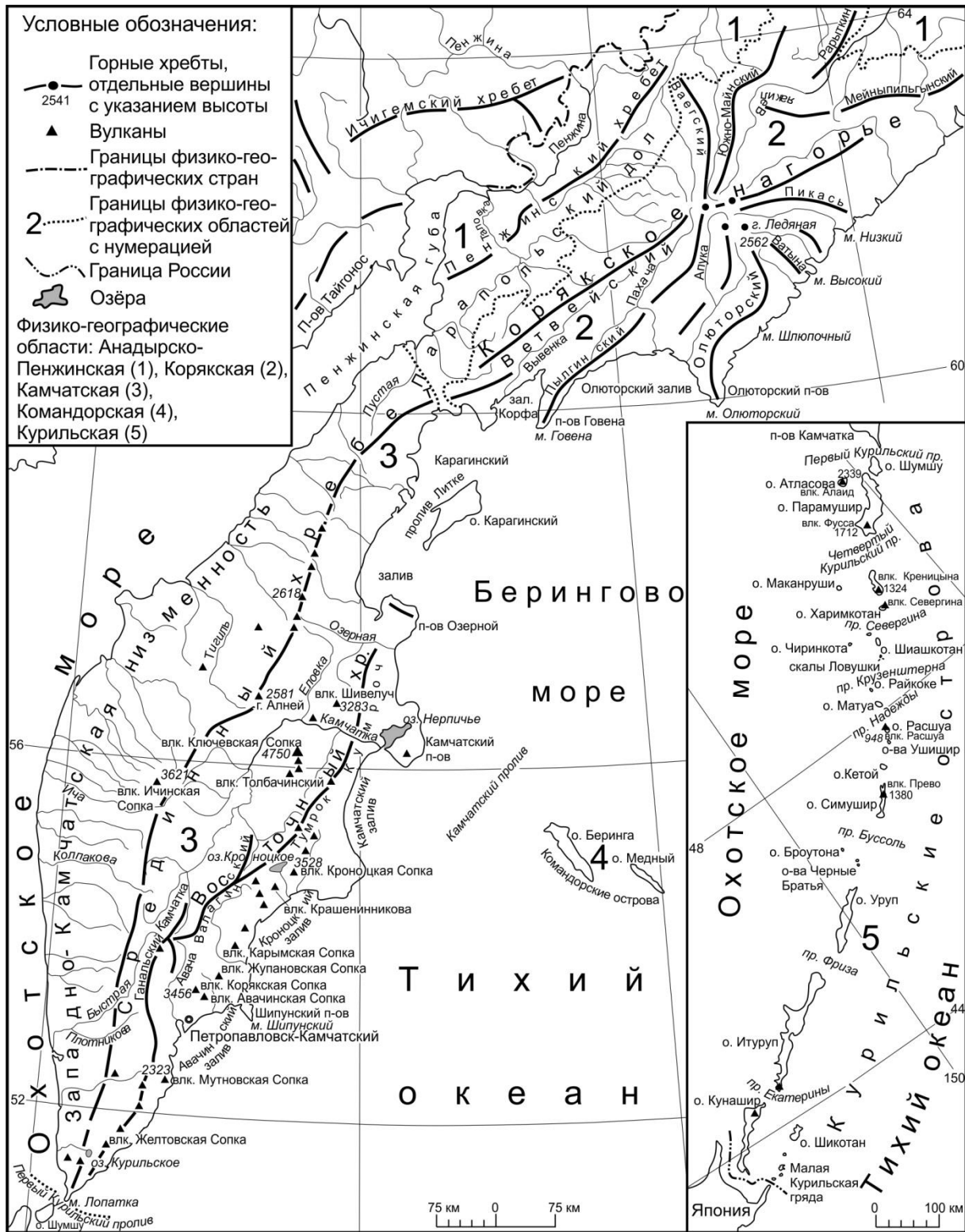


Рис. 9. Физико-географические области Северо-Притихоокеанской физико-географической страны

По площади в области преобладают низменности с высотами поверхности от 200 до 0 м над уровнем моря. Самая обширная из них – Анадырская. На большей ее части отметки поверхности не превышают 100 м. С севера в пределы низменности вклиниваются хребет Пэкульней, Ушканий кряж, Золотой хребет, с юга – хребты Рарыткин и Алганский, Усть-Бельские горы.

Для области характерны умеренно холодная продолжительная зима и прохладное влажное лето. Зима в прибрежных районах менее холодная, но более ветреная. Средняя январская температура в Анадыре составляет 22,7 °С, в селе Марково – минус 28,4 °С. В отдельные дни, при прохождении циклонов вдоль арктического фронта, температура воздуха может повышаться до положительных значений, а скорость ветра усиливаться до 20 м/с и более. В Анадыре за зиму бывает до 64 дней с метелями. Устойчивый снежный покров устанавливается в октябре. Его высота на разных участках составляет от 40 см на открытых местах до 110 см в долинах рек. В Марковской, более континентальной, впадине он сходит в конце мая, а в прибрежных районах низменностей и на низкогорных массивах – к концу июня. В течение зимы преобладает облачная погода, доля ясных дней не превышает 30 %.

Лето повсеместно прохладное, влажное, с максимумом осадков в июле и августе, с частыми туманами (особенно в прибрежных районах). Средняя температура июля – от +8 до +11 °С, и только в Марковской впадине, в 60 км от побережья, она достигает +13 °С. Почвогрунты протаивают за лето на глубину 0,3–0,6 м.

Годовое количество осадков – от 350 до 600 мм, испаряемость – от 100 до 200 мм, годовая разность осадков и испарения – от 200 до 400 мм. Низменности, особенно Анадырская, сильно заозерены и заболочены. Озера в основном пойменные, в пределах низких междуречий – термокарстовые.

По всем низменностям господствуют тундрово-болотные и торфянистые иллювиально-гумусовые почвы, на поймах рек формируются аллювиальные почвы, в пределах горных массивов – горно-тундровые почвы. Повсеместно преобладают осоково-пушицевые кочкарные тундры, занимающие от 40 до 70 % площади межгорных впадин. Для кочкарных тундр характерны пятна оголенных грунтов и лужайки из злаков и кустарничков. В нескольких десятках километров от устья реки Анадырь среди кочкарных тундр появляются разреженные кусты ольховника, березки тощей, кустарниковых ив, голубики, местами рододендрона золотистого. Вся остальная площадь низменностей занята «беренгийской кедротундрой» – редкими кустами кедрового стланика по сырым низинам с болотистыми почвами и зарослями кедрового стланика на относительно приподнятых и лучше дренированных участках, особенно в предгорьях. Заросли кедрового стланика поднимаются по склонам низкогорных массивов до отметок 200–400 м. Вместе с кедровым стлаником здесь встречаются березка тощая и береза Миддендорфа, шикша, голубика, рододендрон золотистый, курильский чай.

На песчано-галечных косах Анадыря ниже села Марково, вдоль рек Танюер, Белая, Великая, Пенжина и ряда их притоков, на участках с таликовыми зонами растут ленточные леса из тополя душистого и чозении. На Пенжинской низменности встречаются участки северотаежных кустарничково-моховых и лишайниковых лиственничных редколесий в сочетании с болотами.

Склоны низкогорных хребтов и кряжей, располагающихся в пределах низменностей, до высоты 200 м покрыты зарослями кедрового стланика, выше, до 400 м на севере и 600–700 м на юге, господствуют горные кустарничково-лишайниковые тундры, сменяющиеся гольцами с накипными лишайниками.

В составе фауны Анадырско-Пенжинской области есть североамериканские виды. Из птиц: малый белый гусь, гусь-белошей, канадский журавль, трясогузка американская желтая. В водоемах водится маленькая рыбка даллия. Среди постоянных обитателей – желтобрюхий лемминг, землеройки (тундровая, средняя, бурозубка-крошка, колымская), пищуха северная; из хищников – песец и лисица; из копытных – северный олень и снежный баран.

Корякская область (2) включает в себя Корякское нагорье, простирающееся от Анадырской низменности до Камчатского перешейка примерно на 750 км при ширине от 300 до 150 км. Южная и северная части нагорья состоят из системы горст-антиклинальных хребтов, вытянутых с юго-запада на северо-восток, и разделяющих их линейных межгорных депрессий. В центре нагорья возвышается Центральный горный массив с отметками до 2453 м (гора Ледяная). От него на юго-запад почти на 300 км протягивается хребет Ветвейский с высотами от 600 до 1443 м. Юго-восточнее субпараллельно ему располагаются хребты Пахачинский (до 1715 м), Пылгинский (до 1355 м), выступающий в море полуостровом Говена, и хребет Олюторский (до 1558 м), юго-восточным продолжением которого является полуостров Олюторский. Из разделяющих их депрессий наиболее протяженной, до 200 км, и широкой является Вывенская, располагающаяся между Ветвейским и Пахачинским хребтами. На северо-восток от Центрального горного массива почти на 400 км протягивается хребет Непроходимый с отметками от 400 до 1450 м, на север – хребет Южно-Майнский с высотами до 1265 м, продолжением которого является Майнское плоскогорье. В центральной, наиболее приподнятой, части нагорья на высотах более 1000 м все хребты имеют альпинотипный облик. Для них характерны острые пики, зубчатые гребни. В верховьях всех рек, расчленяющих Центральный горный массив, располагаются троговые долины.

Климат Корякского нагорья морской, холодный. Средняя температура января на побережье колеблется от минус 12 до минус 15 °С, на западном макросклоне – от минус 20 до минус 24 °С. Средняя температура самого теплого месяца, августа, на побережье равна от + 8 до +10 °С, по северо-западной периферии – от +10 до +12 °С. В прибрежной полосе 100–110 дней в году формируются густые туманы. На побережье годовое количество осадков достигает 500 мм, с подъемом в горы количество их увеличивается до 700–1000 мм. Особенно много осадков выпадает осенью. На высотах более 1000 м и в летнее время осадки выпадают преимущественно в твердом виде. К середине зимы в горах толщина снежного покрова достигает 80–100 см.

В пределах Центрального массива имеется современное оледенение общей площадью около 205 км². Ледники каровые, висячие, долинные. Располагаются преимущественно на склонах северной и восточной экспозиций и в верховьях долин, открытых в сторону Берингова моря. Мощность льда в долинных ледниках достигает 50–80 м, длина их составляет от 1,5 до 7,5 км. Снеговая линия на северо-

западном макросклоне нагорья располагается на высотах около 2000 м, на восточном, откуда поступает основная часть влаги, в зависимости от экспозиции склонов она опускается до высоты 1400 – 600 м (в пределах Олюторского хребта).

В продольных межгорных депрессиях и в долинах рек на высотах до 200 м распространены осоково-пушицевые кочкарные и кустарниковые тундры с ольховым и кедровым стлаником. Вдоль русел рек растут чозения и тополь душистый. Кедровый стланик поднимается по склонам примерно до высоты 250 м. Выше располагаются лишайниковые, травянисто-лишайниковые, мохово-травянисто-лишайниковые горные тундры, которые с высоты 400–600 м сменяются холодными каменистыми пустынями, а затем ледниками.

Камчатская область (3) занимает полуостров Камчатка. От низменностей южной оконечности Паропольского дола на северо-востоке до мыса Лопатка на юго-западе полуостров протягивается на 1200 км. Своей максимальной ширины, около 425 км, он достигает примерно на широте Кроноцкого полуострова. Площадь Камчатки – около 350 тыс. км². Охотоморское побережье полуострова отличается выровненной береговой линией. Низкие берега, особенно к югу от мыса Южный, сложены рыхлыми песчано-глинистыми отложениями. Восточное, тихоокеанское и берингоморское, побережье сильно расчленено. Глубоко вдающиеся в сушу заливы здесь чередуются с гористыми полуостровами, а небольшие бухты – со скалистыми мысами.

В рельефе полуострова выделяются Западно-Камчатская низменность, Срединный хребет, Центральнo-Камчатская депрессия, Восточный хребет и Восточно-Камчатское вулканическое нагорье (плато).

Западно-Камчатская низменность к югу от поселка Палана, в бассейнах рек Хайрюзовка, Морошечная, Большая, Опала, имеет ширину до 40–60 км километров. Севернее Паланы к побережью подступают отроги Срединного хребта, и низменная полоса побережья сужается до 1–5 км. От западного подножия Срединного хребта поверхность низменности постепенно понижается к Охотскому морю. В тектоническом отношении низменность представляет собой краевой прогиб, заполненный толщей плиоценовых (угленосных) отложений, перекрывающих дислоцированные толщи меловых, палеогеновых и миоценовых отложений. Прибрежная зона низменности представляет собой серию морских террас, ближе к горам ее поверхность сложена аллювиальными отложениями. Многочисленные реки и ручьи, стекающие с западного макросклона Срединного хребта, выносят в пределы низменности большой объем влекомых наносов, где в основном и аккумулируют их. Вдоль берега Охотского моря протягиваются береговые бары, препятствующие стоку рек и обуславливающие образование узких лагун. Для удаленных от берега участков низменности характерен эрозионно-денудационный рельеф. Междуречья приобретают облик увалов относительной высотой от первых десятков до 100 м и более (у подножия хребта), местами сложенных коренными породами.

Примерно по оси полуострова, от реки Плотникова на юге до Паропольского дола на северо-востоке, протягивается Срединный хребет, состоящий из отдельных хребтов и относительно изолированных друг от друга горных массивов. Срединный хребет асимметричен, особенно в южной, расширенной, его части.

В тектоническом отношении хребет представляет собой горст-антиклинорий. Западный макросклон хребта более длинный и пологий, а восточный – короткий и крутой. Высота хребта в его северной части составляет 800–1800 м, в центральной – от 2000 до 3607 м (Ичинская Сопка, представляющая собой потухший вулкан), в южной – от 1500 до 2000 м. Северная часть хребта сложена в основном кайнозойскими вулканогенными породами. В южной части в его осевой зоне вскрываются докембрийские и нижнепалеозойские кристаллические сланцы и гнейсы, прорванные интрузиями гранитов. В центральной части хребта возвышаются многочисленные конусы потухших вулканов, значительные площади занимают вулканогенные лавовые покровы.

Центрально-Камчатская депрессия (впадина) располагается между Срединным и Восточным хребтами. При ширине от 20 до 50 км она протягивается с юго-запада на северо-восток почти на 500 км. Депрессия представляет собой грабен. Отметки поверхности днища впадины в основном от 0 до 200 м. Сама поверхность плосковолнистая, междуречья притоков реки Камчатки, дренирующих впадину на большем ее протяжении, холмисто-увалистые. Грабен выполнен толщей слабодислоцированных морских и континентальных отложений неогенового возраста, на большей их части перекрытых четвертичными морскими, водно-ледниковыми, озерными и аллювиальными отложениями, а также толщами вулканогенных пород. На правобережье реки Камчатки в пределах депрессии, располагаются действующие вулканы: Шивелуч (3307 м) и Ключевская группа вулканов – Толбачинская сопка (3672 м), вулкан Безымянный (2869 м), Ключевская сопка (достигающая высоты 4688 м).

Восточный хребет представляет собой цепь относительно изолированных друг от друга альпинотипных хребтов – Ганальского, Валагинского, Тумрок и Кумроч с высотами от 1000 до 2300 м. Западные макросклоны хребтов короткие и крутые, восточные, обращенные к побережью, – более пологие. В пределах горной цепи располагаются несколько действующих вулканов и многочисленные потухшие вулканы.

Восточное вулканическое нагорье – сочетание лавовых и туфовых плато со средними высотами 700–900 м, над которыми возвышаются многочисленные конусы вулканов, в том числе действующих (Корякская сопка, Авачинская сопка, Жупановская сопка, Карымская сопка, Кроноцкая сопка и др.). Продукты вулканических извержений представлены лавами базальтового, андезитового и липаритового составов, туфами, местами вулканическими брекчиями. С вулканизмом в пределах нагорья связано наличие многочисленных горячих источников. Южнее Кроноцкой Сопки в долине реки Гейзерной есть действующие гейзеры, в долине реки Паратунки горячие ключи изливают воду с температурой до (+90...+100) °С. В пределах вулканических плато встречаются кольцевые остроконечные горы, обрамляющие кальдеры разрушенных вулканов. Кальдера Узон, в частности, имеет диаметр до 10 км. В самой кальдере действуют многочисленные фумаролы и грязевые вулканы.

Камчатка располагается в пределах умеренного климатического пояса, в избыточно влажной, умеренно холодной области Тихоокеанского влияния. В течение всего года здесь прохладно, выпадает много осадков, характерна высокая

влажность воздуха и сильные ветры. Среднегодовая температура воздуха на севере полуострова – минус 4 °С, на юге – 0 °С.

Интенсивная циклоническая деятельность в зимние месяцы обуславливает выпадение большого количества осадков – на западе и северо-западе полуострова до 150 мм, на востоке и юго-востоке до 600 мм и более, что, в свою очередь, приводит к накоплению значительных масс снега, толщина слоя которого на юго-востоке Камчатки достигает 150 см и более. Восточные и юго-восточные районы полуострова зимой не только более снежные, но и более теплые. Средняя месячная температура воздуха в январе здесь составляет (–8...–10) °С, на западном побережье – (–16...–18) °С, в Центрально-Камчатской депрессии – (–20...–24) °С.

Средняя месячная температура июля повышается по мере удаления от побережья в глубь полуострова от (+10...+12) до +15 °С в долине реки Камчатки. В Центрально-Камчатской депрессии повышению температур способствуют фены, которыми сопровождается переваливание океанического воздуха через горные хребты. В июне и июле адвекция холодного воздуха с Охотского и Берингова морей периодически понижает температуру днем до (+6...+8) °С. Самым теплым месяцем во внутренних районах полуострова является июль, а на побережье, где в это время сглаживаются термические контрасты между сушей и океаном, – август. В июне и июле на восточном побережье осадков выпадает меньше, чем в холодное время года, средняя скорость ветра уменьшается до 4–5 м/с, увеличивается число дней с туманами.

Высокая влажность воздуха, обилие осадков, в горах даже летом выпадающих в твердом виде, определяют оледенение горных массивов, хотя, как уже отмечалось, формированию их препятствуют вулканическая деятельность и поствулканические явления. Камчатка по площади оледенения (874 км²) занимает третье место в России после Кавказа и Алтая. Основные центры оледенения на Камчатке в настоящее время: Срединный хребет, Ключевская группа вулканов, вулкан Шивелуч и горный массив на Кроноцком полуострове. Ледники весьма разнообразны. Наряду с обычными для горных областей России каровыми, виссячими, переметными и долинными ледниками здесь формируются кратерные и кальдерные ледники, а также звездообразные ледники, языки которых расползаются от вершин вулканов по склонам в разные стороны. Самые крупные долинные ледники располагаются в районе Ключевской Сопки. Это ледники Эрмана (длина 16 км, площадь 34,1 км²) и Слюнина (длина 10,1 км, площадь 35,6 км²). Снеговая линия в горах наибольшей высоты, 2800–2900 м, достигает в центральной части Срединного хребта и в Ключевской группе вулканов. К северу и к восточному побережью полуострова она снижается до 1000 м.

Речная сеть в пределах Срединного хребта достаточно густая, 0,5–0,6 км/км², на Восточном хребте и Восточном вулканическом плато она значительно реже. Пористые вулканические породы здесь активно поглощают дождевые и талые снеговые воды. Как следствие, главным источником питания рек здесь становятся подземные воды, а сток остается относительно равномерным в течение всего года.

На Камчатке много озер, особенно на Западно-Камчатской низменности и в Центрально-Камчатской депрессии. Характерно, что наиболее крупные из них так или иначе связаны с вулканической деятельностью. В кальдерах вулканов

располагаются Кроноцкое озеро с глубинами до 200 м и площадью 212 км² и Курильское озеро глубиной до 306 м и площадью 76 км².

В условиях холодного лета со средними температурами июля от +10 до +12 °С, значительного, от 400 до 700 мм, количества осадков и слабой испаряемости (200–300 мм) на плоских плохо дренируемых междуречьях в наиболее пониженной части Западно-Камчатской низменности и Центрально-Камчатской депрессии, к северо-востоку от Ключевской группы вулканов, формируются болота. Особенно много их на Западно-Камчатской низменности, где они располагаются на площади около 26 тыс. км². Болота здесь преимущественно верховые, клюквенные. Средняя мощность торфяников – около 3 м, максимальная – до 10 м. На отдельных участках (в междуречьях рек Крутогорова и Колпакова, Брюмка и Кихчик, в бассейнах рек Опала и Голыгина) болота занимают до 80 % площади. Здесь различаются два типа болот – сфагновые и лишайниковые (последние распространены лишь на первой морской террасе).

В южной части Камчатки для болотных систем характерно широкое распространение мочажин и мочажин-озерков, занятых болотно-травяными и осоковыми сообществами. Торфяные залежи содержат прослои вулканических пеплов.

На приморских низменностях восточного побережья развиты безлесные болота переходного либо низинного типа, которые занимают небольшие площади и отличаются меньшей, в среднем около 1,5 м, мощностью торфа. На севере полуострова имеются осоково-сфагновые верховые болота, болота переходного типа. К северу от реки Морошечной появляются участки крупнобугристых болот.

В Центрально-Камчатской депрессии облесенные и открытые болота со средней мощностью торфа 1,0–1,5 м занимают низкие террасы рек и их поймы. Довольно широко здесь распространены сфагновые бугристые болота с низкой чахлой лиственницей (лиственничные мари) и сфагновые ерниковые болота с березкой низкой. Болота на полуострове занимают около 12 % всей его площади.

Относительная изолированность Камчатки от материка определяет сравнительно бедный состав ее флоры и фауны. Проникновению с Северо-Востока Сибири лесных растений и животных препятствовали и препятствуют тундры Парампольского дола и Пенжинской низменности. На полуострове известно около 900 видов высших растений, условия существования которых зачастую экстремальны. Обилие снега в долинах, который на склонах северной экспозиции может сохраняться до конца июня, потоки лавы, пеплопады, горные потоки, приобретающие селевый характер при извержении вулканов и катастрофически быстром таянии снега и ледников, на отдельных участках либо полностью губят растительность, либо создают крайне неблагоприятные условия для ее существования.

Наиболее теплая летом и континентальная зимой Центрально-Камчатская депрессия занята лесами таежного типа. Здесь по склонам до высоты 300–350 м господствуют даурская лиственница и ель аянская. Под лиственничниками в напочвенном покрове обычны травы, местами багульник и сфагновые мхи, под ельниками – зеленые мхи. Выше их сменяют травяные леса из березы каменной, поднимающиеся по склонам до высоты 600–800 м. На более сухих склонах в березняках есть кустарниковый ярус из жимолости, рябины, шиповника, можжевельника камчатского, рододендрона золотистого. В интервале высот 800–1000 м

располагаются заросли кедрового стланика, ольховника, субальпийские и альпийские луга, еще выше сменяющиеся горной тундрой и каменистыми холодными горными пустынями.

В долинах рек, дренирующих депрессию, формируется мощное высокотравье. Его развитию здесь способствуют перегнойные почвы, ежегодно удобряемые фосфором и азотом в процессе разложения лососевых рыб, отметавших и оплодотворивших икру и завершивших вместе с тем свое существование. Питательные вещества поступают и с пеплом во время извержений вулканов. Высота трав из шеломайника (лабазника камчатского), баранника и сладкой травы (гигантского зонтичного растения) достигает 2–3 м.

На приморских участках Западно-Камчатской низменности господствуют болота, на относительно приподнятых и более дренированных участках – парковые каменно-березняки. Редкостойные леса из каменной березы поднимаются по западному макросклону Срединного хребта до высоты 500 м, местами по долинам до 800 м. Выше располагаются заросли ольховника и кедрового стланика, сменяющиеся выше альпийскими лугами, а затем горными тундрами и каменистыми холодными пустынями. Альпийские луга на Камчатке состоят из красочного разнотравья: золотой розги, вероники, фиалки, остролодочника, белой анемоны и др.; здесь обычны кустарнички, в том числе камчатский рододендрон, ива, арктическая полынь. Горные тундры мохово-лишайниковые, с голубикой, брусникой куропаточьей травой, диапенсией.

Редкостойные леса из каменной березы с массивами кедрового стланика и ольховника на дерново-подзолистых и дерновых каменистых почвах распространены и на восточном побережье, где они поднимаются вверх по склонам до высоты 300–500 м. На избыточно увлажненных участках среди редкостойных лиственничников развито высокотравье из зонтичных, шеломайника и хвоща Комарова. На отметках выше 500 м леса сменяются горными лугами и горными тундрами.

Фауна ландшафтной области вследствие ее относительной изолированности имеет островной характер. Здесь нет типичных для Северо-Востока Сибири лося, кабарги, колонка, бурундука, рябчика, кукши, не преодолевших тундр Пенжинской низменности и Парапольского дола. До 1911 года на Камчатке не было и белки, однако, преодолев Парапольский дол, уже через 17 лет, в 1938 году, она отмечалась в южных районах полуострова. В большом количестве на Камчатке обитает бурый медведь, водятся восточный горноста́й, лисица, камчатский соболь, выдра, черношапочный сурок, снежный баран, северный олень и др.

Командорская область (4) включает два достаточно крупных острова – Беринга (площадью около 3000 км²) и Медный (площадью около 300 км²), располагающиеся вблизи них небольшие острова и отдельные выступающие из-под воды скалы. Вблизи острова Беринга находятся небольшие острова Топорков площадью 0,5 км² и Арий Камень площадью 0,08 км², а также скалы Камень Алеут, Камень Надвойный, Камень Половинчатый. Вокруг острова Медный располагаются скалы Бобровые Камни, Камень Вакмута, Кекур, Корабельный Столб, Сивучий Камень, Сивучий Камень Восточный и ряд безымянных скал.

В тектоническом отношении Командорские острова – это часть Алеутской островной вулканической дуги. Острова сложены палеогеновыми и неогеновыми вулканическими породами. Действующих вулканов на них нет. Рельеф гористый. На острове Беринга высоты достигают 751 м, на острове Медном – 640 м. Прибрежная полоса низменная, заболоченная. Низкая заболоченная равнина занимает и северную часть острова Беринга. Здесь же располагается озеро Саранное (бывшая бухта), соединяющееся с Беринговым морем протокой и являющееся местом массового нереста нерки.

Климат островов океанический. Средняя температура самого холодного месяца, февраля, – минус 4,0 °С, самого теплого, августа, – +10 °С. Среднегодовая температура воздуха на острове Беринга равна +2,1 °С, на острове Медном – +2,8 °С. Океан вокруг островов не замерзает. Осадки в количестве от 500 до 1000 мм равномерно выпадают в течение года. Из-за низкой летней температуры воздуха острова безлесны. По площади преобладает тундровая растительность. Лишь в защищенных от сильных ветров долинах есть заросли ивняка высотой до 3,5 м, рябины, кустарниковых форм березы, шиповника, растут можжевельник, черника и рододендрон золотистый. Общее количество видов растений в 2,5 раза меньше, чем на Курильских островах. В поймах рек обычно высокотравье из шеломайника, борщевика сладкого, вейника. Присутствуют американские виды, в том числе лютик изогнутый. Есть эндемики, в частности, полынь островная. В прибрежной полосе островов располагаются многочисленные лежбища каланов, морских котиков, сивучей.

На острове Беринга находится единственный на всем архипелаге населенный пункт – село Никольское с численностью жителей по состоянию на 2010 год в 616 человек.

Курильская область (5) включает Большую и Малую Курильские гряды. Длина Большой Курильской островной дуги – около 1200 км. В нее входят 30 относительно крупных островов, более 20 мелких и до конца не учтенное количество небольших скал вблизи этих островов, на ту или иную высоту выступающих над водой. Общая площадь островов – более 15 тыс. км². Самые большие острова при ширине от 5 до 25 км вытянуты в длину на десятки километров и даже на 100–200 км: Кунашир – на 100 км, Итуруп – на 200 км, Уруп – на 120 км, Парамушир на северо-востоке гряды на 100 км. К юго-востоку от крайнего в Большой Курильской гряде острова Кунашир протягивается Малая Курильская гряда длиной 105 км, отделенная от него Южно-Курильским проливом. Острова в ее пределах – Танфильева, Зеленый, Полонского, Шикотан – значительно меньше по высоте (максимальная отметка на острове Шикотан – 412 м) и по размеру (самый большой из них, остров Шикотан, вытянут на 25 км при ширине до 5 км). Северо-восточным продолжением Малой Курильской гряды является подводный хребет Витязя.

Рельеф островов Большой Курильской гряды горно-вулканический. Каждый остров – это вулкан, часть вулкана или цепочка вулканов, слившихся между собой в процессе их извержения и накопления вулканогенных пород. Основная часть вулканов (действующих и потухших) поднимается над водой на высоту от 500 до 1000 м, вершины 12 вулканов превышают отметку в 1300 м.

Самый высокий из вулканов – Алаид на острове Атласова – имеет высоту 2339 м. Высоты в 1819 м достигает вулкан Тятя на острове Кунашир, высоты 1816 м – вулкан Чикурачки на острове Парамушир.

Субгоризонтальные поверхности на островах – большая редкость. Исключение составляет остров Шумшу, располагающийся на севере Большой Курильской гряды и имеющий плосковолнистую поверхность высотой от 0 до 200 м.

Новейшие тектонические движения в пределах Большой Курильской гряды имеют дифференцированный и разнонаправленный характер. Крупные острова в южной части гряды – Кунашир, Итуруп и Уруп – испытывают поднятие, о чем свидетельствует наличие на склонах вулканических хребтов серии морских террас относительной высотой 2–5, 16–25, 80–120 и 200 м. Острова Симушир, Китой, Расшуа, Матуа, Райноке, отделенные от находящихся к юго-западу и северо-востоку групп островов проливами Буссоль и Крузенштерна, испытывают относительное опускание, и террасы прослеживаются на склонах их вулканов, расположенных ниже уровня моря.

Климат Курил умеренный морской. Холодная долгая снежная зима сменяется прохладным летом с преимущественно облачной погодой, туманами, высокой влажностью воздуха. Минимальные температуры на островах, от минус 8 °С на севере до (–6...–4) °С на юге, приходятся на февраль, максимальные – на август. Средняя температура августа на севере гряды равна +10 °С, на юге – до +17 °С. Суммы активных температур соответственно равны 550 и 1500 °С. Низкие летние температуры воздуха в определенной мере связаны и с влиянием холодного, с температурой не выше +8 °С, Курильского течения, омывающего островную гряду с востока. Осадки в течение года выпадают относительно равномерно. Их годовое количество – от 700 до 1000 мм. В теплое время года преобладают моросящие осадки, причем дождь во все месяцы, кроме июля и августа, может смениться снегом. Зимой же снег периодически сменяется дождем.

На всех островах много рек, чему способствуют большое количество осадков и горный рельеф. Реки преимущественно короткие, порожистые, с узкими долинами, образующими радиальную сеть на склонах вулканов и субпараллельную сеть на склонах вулканических хребтов. На самых больших островах (Кунашире, Урупе, Итурупе, Парамушире) длина рек достигает 20–25 км. Питание рек снеговое и дождевое, с участием грунтового. Реки многоводны в течение всего теплого периода. Максимальный расход воды отмечается в период снеготаяния, растягивающийся до конца июня, и осенью.

На островах есть небольшие озера – лагунные, лавовые подпрудные, кратерные. На острове Онекотан в обширной кальдере располагается озеро Кольцевое с действующим вулканом Креницына в центре. По побережьям островов в северной и центральной частях Большой Курильской гряды есть небольшие болота.

На островах, расположенных к северо-востоку от пролива Крузенштерна, лесов нет. Побережья заняты лугами, верещатниками и болотами. Нижние участки склонов вулканов и вулканических хребтов до высоты 350–400 м заняты кедровым стлаником и ольховником. Над ними до отметок 700–800 м располагаются верещатники с шикшей, низкорослой голубикой, камнеломкой, мхами

и лишайниками. Выше каменистые склоны лишены растительного покрова. На высотах более 1000 м в нишах в течение всего лета сохраняется снег, есть небольшие ледники (на островах Парамушир и Атласова).

На островах, расположенных между проливами Крузенштерна и Буссоль, в средней части Большой Курильской гряды, над прибрежными лугами и болотами в нижних частях склонов гор появляются каменно-березняки, с высоты 300–400 м сменяющиеся зарослями кедрового стланика и ольховника, поднимающимися по склонам до отметок 600–700 м. Выше располагаются верещатники и каменистые тундры.

В юго-западной части Большой Курильской гряды – на островах Уруп, Итуруп и Кунашир и островах, составляющих Малую Курильскую гряду, – растительность более разнообразна. На островах Уруп и Итуруп до высоты 300–400 м поднимаются леса из каменной березы с примесью рябины, ольхи, иногда клена, с зарослями бамбука. На защищенных от влияния холодного течения юго-западных и северо-западных склонах гор до высоты 300–400 м произрастают широколиственные и хвойно-широколиственные леса с дубом, кленом, ильмом, бархатом японским. На Кунашире, кроме того, встречаются тис остроконачный и магнолия. В широколиственных лесах есть лианы – лимонник, актинидия. Выше они сменяются елово-пихтовыми лесами, поднимающимися по склонам до 600 м. На Итурупе в этом высотном интервале появляются редколесья из курильской лиственницы. Выше хвойных лесов располагаются каменно-березняки либо заросли кедрового стланика и ольховника. На островах Малой Курильской гряды прохладнее, чем на расположенном к северо-западу от нее острове Кунашир. На острове Шикотан леса не образуют сплошного пояса. На отдельных участках располагаются темнохвойные леса из пихты сахалинской с примесью широколиственных пород. Есть редкостойные леса из лиственницы курильской. Прибрежные части островов заняты лугами и болотами. Вместо кедрового стланика, типичного для островов Большой Курильской гряды, здесь растет можжевельник.

Охраняемые территории

В пределах Притихоокеанской страны на данный момент существуют четыре заповедника: Корякский, Кроноцкий, Командорский, Курильский.

Корякский заповедник площадью 4271,56 км² создан в 1995 году для охраны природного комплекса «Беренгийская лесотундра», приморских и морских экосистем. Заповедник включает три участка: полуостров Говена (3385,95 км²), Парапольский дол (3374,67 км²), акваторию Охотского моря (830 км²).

Кроноцкий природный биосферный заповедник создан в 1934 году для охраны уникальных вулканических ландшафтов полуострова. Площадь заповедника составляет 11476,19 км², в том числе 1350 км² – в акватории Тихого океана.

Командорский государственный биосферный заповедник был создан в 1993 году для охраны крупных лежбищ морских млекопитающих (котиков, каланов, сивучей), популяции голубого песца и гнездовой ряда птиц на западной границе ареала их распространения.

Курильский заповедник был создан в 1984 году для охраны уникальных вулканических ландшафтов Южных Курил, а также своеобразных флоры и фауны района, морских и прибрежных экосистем. В заповедник общей площадью 654 км² входит три участка, расположенных на острове Кунашир и на прилегающих к нему островах Малой Курильской гряды – Дёмина и Осколки.

Регион с его уникальными ландшафтами, флорой и фауной обладает колоссальным потенциалом для развития экологического и познавательного туризма.

В 1996 году вулканы Камчатки включены в число объектов Всемирного природного наследия ЮНЕСКО.

В предварительный список объектов природного наследия России включены Командорские острова.

5.9. АМУРО-САХАЛИНСКАЯ СТРАНА

Амуро-Сахалинская страна занимает южную часть Дальнего Востока. На севере она граничит с Байкальской горной страной и частично с Северо-Востоком Сибири, на юге ее границу проводят по государственной границе с Китаем, на востоке – по берегам Охотского и Японского морей. Страна включает также расположенные вблизи побережья Шантарские острова и остров Сахалин.

Морфолитогенная основа ландшафтов этого региона весьма неоднородна. Здесь соседствует ряд крупных гетерогенных и гетерохронных тектонических структур, горные сооружения чередуются с равнинами. Общими для этой территории являются макроциркуляционные процессы в атмосфере, обуславливающие специфику условий формирования региональных ландшафтов.

Площадь ландшафтной страны – около 1000 тыс. км², в том числе островов: Сахалина – 76,6 тыс. км², Шантарских – 2,5 тыс. км².

Рельеф и геологическое строение

Для рельефа ландшафтной страны характерно сочетание отдельных низко- и среднегорных хребтов, горных цепей и массивов с межгорными равнинами. Центральную часть страны занимает Турано-Буреинско-Баджальское нагорье, включающее вытянутые в северо-восточном направлении низко-среднегорные хребты Турана, Буреинский, Баджальский и др. с высотами от 600–800 до 2167 м (Буреинский хребет), 2221 м (Баджальский хребет), разделенные вытянутыми в том же направлении глубокими, от 500 до 1500 м, широкими, от 2–5 до 10 км, долинами рек Буреи, Амгуни и др. и межгорными впадинами. В морфоструктурном отношении Турано-Буреинско-Баджальское нагорье представляет собой возрожденные складчато-глыбовые сооружения, сформированные в неоген-четвертичное время в пределах крупного дифференцированного сводового поднятия, в которое частично были вовлечены структуры жесткого срединного массива, сложенного протерозойскими метаморфическими породами, герцинские складчатые структуры и палеозойские гранитоиды.

Герцинские складчатые структуры также являются основой цепи вытянутых в широтном направлении складчато-глыбовых хребтов Янкан – Тукурингра – Соктахан – Джагды с высотами от 600 до 1604 м (Джагжы). Между этой цепью и Становым хребтом, являющимся частью Байкальской горной страны, располагается Верхне-Зейская межгорная впадина, заложенная на палеозойских структурах, и продолжающая ее на восток и относительно более узкая межгорная Удская впадина, расположенная между Майским хребтом на севере и Селемджинским хребтом на юге, сформированная на мезозойском складчатом основании.

К югу от цепи хребтов Янкан – Тукурингра – Соктахан – Джагды раскинулась обширная, приподнятая до 300–400 м, а местами и более, Амуро-Зейская равнина. С юго-востока к ней примыкает Зейско-Буреинская равнина, поверхность которой постепенно понижается с востока от подножия хребта Турана по направлению к рекам Зeya и Амур от 400 до 100 м. Равнины сформированы в пределах эпимезозойской плиты. Ее фундамент сложен протерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитами, палеозойскими в различной степени дислоцированными и метаморфизированными в герцинскую эпоху осадочными породами, прорванными интрузиями гранитоидов, а также дислоцированными в конце мезозоя юрскими и меловыми отложениями, накапливавшимися в прогибах. Осадочный чехол плиты мощностью от первых десятков метров до 200 м и более сложен толщей палеогеновых и неогеновых глин, алевроитов и песков, практически повсеместно перекрытых четвертичными озерно-аллювиальными отложениями.

Вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива протянулась горная система Сихотэ-Алиня. В морфоструктурном отношении это возрожденные складчато-глыбовые горы, сформированные на неотектоническом этапе, на фоне линейно-сводового поднятия структур палеозойского и мезозойского возраста. Западную и осевую часть Сихотэ-Алиня слагают толщи дислоцированных пород палеозойского возраста, восточную – мезозойского. По восточной периферии Сихотэ-Алиня в полосе шириной до 50 км протянулся кайнозойский вулканогенный пояс с покровами из андезитов, базальтов и их туфов мощностью до 200 м, местами образующих вулканические плато с ровной поверхностью. Сихотэ-Алинь – низко-среднегорная система с отметками вершин преимущественно в интервале высот от 800 до 1500 м. Максимальной высоты, 2090 м, достигает гора Тордоки-Яни. Привершинные поверхности хребтов и горных массивов выровненные, слабовыпуклые.

Турано-Буреинско-Баджальская и Сихотэ-Алиньская горные системы разделены обширными (от 100 до 200 км) Уссури-Ханкайской и Среднеамурской межгорными впадинами, выполненными мощной толщей неогеновых и четвертичных озерно-аллювиальных отложений. К северу эту систему впадин в меридиональном направлении продолжает узкая, от 25 до 60 км, Эвороно-Чукчагирско-Тугурская впадина, выполненная толщей четвертичных озерно-аллювиальных отложений и отделяющая Турано-Буреинско-Баджальскую горную систему от низкогорных сооружений Нижнего Приамурья, сформированных в неоген-четвертичное время на складчатых структурах мезозойского возраста.

Низкогорья Нижнего Приамурья – система плоско- и округловершинных хребтов и отдельных горных массивов высотой преимущественно от 600 до 1000 м, ориентированных в северо-восточном направлении, – Магу (максимальная отметка 1252 м), Кивун, Омальский, Омельдинский (максимальная отметка 1573 м),

Чаятын, отделенных друг от друга широкими (от 5 до 15 км) и глубокими (до 1 км и более) продольными долинами рек Усалгин, Омал, Амгунь, Им, Бикин. По восточной окраине Нижнеамурских низкогорий располагаются разобщенные массивы эффузивных пород кайнозойского возраста.

Остров Сахалин представляет собой два вытянутых в меридиональном направлении антиклинория, выраженных в рельефе горными системами Западно-Сахалинского (высотой от 400 до 1330 м) и Восточно-Сахалинского (высотой от 400 до 1609 м) хребтов, и расположенный между ними синклинорий, к которому приурочена Тымь-Поронайская депрессия. Северную часть острова занимает Северо-Сахалинская равнина. На полуострове Шмидта располагаются две низкие гряды и разделяющий их узкий, до 20 км, Срединный дол.

Климат и обусловленные им природные явления

Природные особенности Амура-Сахалинской ландшафтной страны во многом обусловлены ее положением в южной части умеренного климатического пояса на восточной окраине Евразии, рядом с Тихим океаном, что предопределяет формирование в ее пределах влажного умеренно теплого муссонного климата. Зимой для региона характерен устойчивый вынос холодного сухого континентального воздуха из соседних районов Сибири, обуславливающий преобладание холодной, безоблачной и сухой погоды. Наиболее суровая зима наблюдается в западных и центральных районах страны. Самый холодный воздух поступает из восточных районов Якутии и с Северо-Востока Сибири. Средняя месячная температура воздуха в январе в западных районах Приамурья в зависимости от рельефа составляет от минус 32 до минус 28 °С (в котловинах ниже). К востоку температура воздуха постепенно увеличивается. В Хабаровске средняя январская температура воздуха равна минус 24 °С, на побережье – минус 20 °С. Абсолютный минимум температур при этом изменяется от минус 55 до минус 40 °С. Одновременно с запада на восток возрастает скорость ветра от 1 до 5 м/с. В прибрежных районах Приамурья обычны метели. Высота снежного покрова с запада на восток увеличивается от 20 до 60 см. Продолжительность холодного периода (число дней с температурой ниже 0 °С) – от 170 дней в Верхне-Зейской впадине до 150 дней в окрестностях Хабаровска.

В Приморье (на юге) продолжительность холодного периода сокращается до 155–130 дней. Радиационный баланс в декабре–феврале отрицательный. Однако и для крайнего юга региона характерны достаточно суровые зимние условия. Вынос холодного сухого воздуха из Якутии и Забайкалья даже во Владивостоке в январе понижает температуры воздуха днем до (–10...–12) °С и ниже, ночью до минус 20 °С. Но, в отличие от Приамурья, циклоны полярного фронта, периодически выходящие на Приморье, обуславливают адвекцию теплого воздуха из Юго-Восточной Азии, что приводит на юге области к оттепелям и сильным снегопадам. Средняя месячная скорость ветра во Владивостоке в январе составляет 7–8 м/с, что наряду с достаточно низкой температурой, высокой влажностью воздуха и туманами усиливает суровость климата. В январе температура

воздуха на равнинах к западу от Сихотэ-Алиня повышается с севера на юг от минус 24 °С на Амуре до (–16...–18) °С на Приханкайской низменности и от минус 8 до минус 12 °С на побережье.

С ноября по март в Приморье выпадает 100–150 мм осадков. Толщина снежного покрова на Уссури-Ханкайской равнине – 20–30 см, на западном макросклоне Сихотэ-Алиня – 40–50 см, на восточном – 20–35 см.

На Сахалине в холодное время года особенности циркуляции воздушных масс и погода существенно различаются в северной и южной частях острова. На север зимой поступает преимущественно холодный сухой воздух с Северо-Востока Сибири или из восточной части Якутии. Как следствие, средняя январская температура воздуха здесь колеблется от минус 18 до минус 24 °С. При прохождении полярных циклонов, сопровождающихся сильными ветрами и метелями, температура воздуха повышается до минус 7 °С. Для южной части острова в связи с интенсивной циклонической деятельностью характерны более высокие средние январские температуры воздуха (–8...–9) °С, частые и продолжительные снегопады. В течение зимы на побережье накапливается от 30 до 60 см снега, в горах на защищенных от ветра участках – от 70 до 120 см.

Весна в Приамурье и в Приморье сухая, ветреная. Снежный покров начинает разрушаться в конце марта. К концу апреля в Приамурье снег остается лишь в горных районах, а в Приморье сходит даже в горах. На Сахалине весна прохладная. В апреле положительная средняя температура воздуха, от 0 до +2 °С, отмечается только на юге острова. Характерна облачная погода с морозящими осадками, выпадающими как в жидком, так и в твердом виде. В Приамурье средняя суточная температура воздуха переходит через 0 °С в конце апреля – начале мая (на севере). Из-за недостатка талых снеговых вод и апрельских осадков (25–40 мм) здесь обычны весенние засухи. Подвержена весенним засухам и Приханкайская равнина. На Сахалине в мае и июне обычны морозящие дожди, увлажнение избыточное.

Лето в Приамурье относительно теплое, средняя июльская температура воздуха изменяется от +16 °С в Верхне-Зейской впадине до +20 °С на Амуре, в Благовещенске. При адвекции теплого воздуха из внутренних районов Китая и Монголии температура днем повышается от (+24...+28) °С до (+30...+35) °С. За теплый период выпадает от 85 до 90 % годовой суммы осадков, в том числе в летние месяцы – 50–60 %. В низовьях Амура и на охотском побережье летние температуры значительно ниже – от +12 до +16 °С. Обычны туманы и морозящие дожди. В Приморье максимум осадков (100–150 мм в месяц) отмечается в июле – августе. Всего за лето выпадает 300–350 мм осадков. Увеличение облачности, связанное с максимальным развитием циклонической деятельности¹⁴⁶, обуславливает понижение значения радиационного баланса (всего 17–19 ккал/см² за сезон). На турбулентный теплообмен и, соответственно, на прогревание воздуха при этом затрачивается всего 5–6 ккал/см² за сезон, остальная часть радиационного баланса расходуется на испарение. Средняя месячная температура воздуха в июле на Уссури-Приханкайской равнине составляет около +20 °С, на побережье Японского моря – от +16 до +18 °С. Лето в Приморье, особенно в южной его части, пасмурное, дождливое. Преобладают юго-восточные ветры со скоростями 5–6 м/с.

¹⁴⁶ Мячкова Н.А. Климат СССР ...

В период прохождения тайфунов суточный максимум осадков может составлять 200–300 мм.

На Сахалине значение радиационного баланса за лето еще ниже, чем в Приморье, – около 17 ккал/см². На испарение из этого количества затрачивается 11 ккал/см² за сезон. Летнее количество осадков – от 200 мм на севере острова до 300 мм на юге. Максимум месячных сумм осадков приходится на сентябрь. На Сахалине самый теплый месяц – август. На юге острова в это время +18 °С, на севере – от 13 до 14 °С. Наименее пасмурное время года на Сахалине – осень. Относительно теплая и сухая осень характерна и для континентальной части страны – Приамурья и Приморья.

Региональные климатические особенности во многом определяются разнообразным рельефом страны. В горных областях климат более холодный и влажный, чем в равнинных. Восточная часть Турано-Буреинско-Баджальской горной системы и Сихотэ-Алинь перехватывают влагу, поступающую со стороны соседних морей и Тихого океана, поэтому здесь выпадает больше осадков. Наличие межгорных депрессий и глубоких долин, расчленяющих горные сооружения, определяет инверсии температур. В ясные безветренные ночи холодный воздух скапливается в депрессиях, и даже летом здесь отмечаются заморозки. На Амуро-Зейской равнине, в Турано-Буреинско-Баджальской горной системе и в Нижнем Приамурье зимой температуры воздуха на 10–15 °С ниже, чем на сопредельных приподнятых участках, что определяет наличие в их пределах многолетней мерзлоты и высокую заболоченность. С подъемом вверх по склонам на 100 м температура воздуха повышается на 5–10 °С и более. Пониженные участки характеризуются большой суточной амплитудой температур. Летом в понижениях рельефа после полудня температура может повышаться до (+22...+25) °С и выше, а к утру (в ясные ночи) понижаться до 0 °С и ниже. Как следствие, в пойменных частях глубоких речных долин и в более обширных межгорных депрессиях наблюдается явление инверсии ландшафтов, когда ландшафты днищ долин и депрессий относятся к типу, характерному для регионов, расположенных севернее, чем вышележащие ландшафты склонов горных сооружений.

Климатические особенности страны определяют гидрологический режим рек, находящихся в ее пределах. Для большинства из них характерно преобладание дождевого питания, доля которого в бассейне реки Уссури достигает 80 %. У левых притоков Амура – Зеи, Буреи и др. – доля дождевого питания меньше. В зависимости от характера питания в гидрологическом режиме рек выделяют три периода: весеннее половодье, летне-осенний паводок и зимняя межень. Малоснежная зима в континентальной части страны в целом не способствует образованию весенних разливов. Они происходят не повсеместно и не каждый год. Летне-осенние паводки связаны с обильными дождями. Дождевые воды, за вычетом просочившихся в грунт, быстро стекают по склонам гор в реки. Бурные горные потоки при выходе на равнины приводят к разливам рек. Амур в пределах Среднеамурской равнины и Нижнеамурских впадин разливается на 10–20 км. Ледостав в бассейнах левых притоков Амура начинается еще до установления снежного покрова – в конце октября – начале ноября. Малые реки, как и на Северо-

Востоке Сибири, здесь промерзают до дна. Обычны ледовые явления – забереги, шуга, донный лед, местами наледи. Ледостав на большей части рек продолжается около полугода. Вскрываются реки на севере страны в начале мая, на юге – в конце апреля.

На Сахалине 98 % всех рек, а их тут 61178, имеют длину менее 10 км. Самые большие реки острова – Тымь (330 км) и Поронай (350 км). Реки Сахалина имеют смешанное питание с преобладанием снегового. В северной и средней частях острова отмечаются два половодья: весеннее в апреле–мае, связанное с таянием снега на равнинах и в предгорьях, весенне-летнее в мае–июне, связанное с таянием снега в горах, а также летний паводок, вызванный обильными дождями. Несмотря на небольшие размеры, реки острова полноводные. Зимой сток большинства малых рек полностью прекращается. Ледостав приходится на ноябрь–декабрь.

В пределах Амуро-Сахалинской физико-географической страны много озер. Самое большое из них – пограничное озеро Ханка площадью 4190 км² и глубиной до 10,6 м. Наиболее заозерены Среднеамурская равнина, Нижнеамурские впадины и Эворонно-Чукчагирско-Тугурская депрессия. Здесь располагается около 50 тысяч озер, в том числе таких крупных, как Удыль (330 км²), Орель (314 км²), Кизи (280 км²), Болонь (194 км²), Эворон (194 км²), Чля (140 км²), соединенных протоками с Амуром, и Чукчагирское (366 км²), из которого вытекает река Ольджикан, впадающая в реку Амгунь. Все озера мелководные, со средними глубинами от 1 до 3 м, максимальными 5–6 м. Колебание уровня воды в озерах, связанных с Амуром, зависит от высоты паводков на самом Амуре.

Среднеамурская равнина, Нижнеамурские впадины и Эворонно-Чукчагирско-Тугурская депрессия сильно заболочены, чему способствуют большое количество осадков в теплое время года, слабая дренированность, а к северу от города Комсомольск-на-Амуре – наличие многолетней мерзлоты.

Особенности ландшафтной структуры

Еще в 1897 году ботаник В.Л. Комаров на Юге Дальнего Востока выделил четыре ботанико-географические области: маньчжурскую, охотскую, сибирскую и даурскую, расположение которых определяется сочетанием климатических и геоморфологических условий Амуро-Сахалинской ландшафтной страны. Ареал распространения теплолюбивой маньчжурской флоры хвойно-широколиственных лесов охватывает южную и юго-восточную части страны (отроги Малого Хингана и Сихотэ-Алинь). Охотская флора, представленная лесами из аянской ели и пихты белокорой, приурочена, главным образом, к влажным и прохладным прибрежным районам низкогорных сооружений Нижнего Приамурья и Сихотэ-Алиня. Сибирская флора (леса из лиственницы даурской) господствует в континентальных областях страны – в Верхне-Зейской впадине, на хребтах Тукурингра, Соктахан, Джагды, в северной части Амуро-Зейской равнины, в пределах Турано-Буреинско-Баджальской горной системы, проникает в северную часть Сихотэ-Алиня. Даурская степная флора участвует в образовании лесостепных ассоциаций на Зейско-Буреинской равнине.

Исследования, проведенные в последующие годы, показали, что в ландшафтной структуре Амуро-Сахалинской страны проявляются черты широтной, долготной и высотной дифференциации. Признаки широтной дифференциации ландшафтов выражены в северо-западной, континентальной, ее части. Восточная, приморская, часть занята преимущественно лесными горными ландшафтами, которые изменяются как по высоте, так и по широте.

Итак, в северо-западной части Амуро-Сахалинской страны отмечается широтная смена ландшафтов. В Верхне-Зейской впадине и ее горном обрамлении господствуют мерзлотно-таежные ландшафты. Днище впадины на большей ее части занято марями – сфагновыми болотами с лиственнично-березовыми лесами или без древостоя. Склоны хребтов Тукурингра, Соктахан и Джагды покрывает горная лиственничная тайга с примесью аянской ели на мерзлотно-таежных почвах. Южнее, в пределах возвышенной Амуро-Зейской равнины, распространены лиственничные травяно-моховые леса, местами лиственничные заболоченные редколесья с марями на дерново-подзолистых и болотно-подзолистых почвах, сменяющиеся травяно-моховыми и сосновыми лесами на подзолисто-буроземных поверхностно-глееватых и глеевых почвах. В низовьях Зеи и Буреи на дренированных участках появляются травяные дубравы и березняки на бурых лесных и черноземовидных почвах. На террасах Зеи и Амура встречаются острова луговых степей с присутствием байкальского и сибирского ковылей, пижмы сибирской на лугово-черноземовидных почвах и крупнотравные разнотравно-злаковые и вейниковые луга в поймах рек.

В области низкогорных сооружений Нижнего Приамурья горно-таежные леса из ели аянской и пихты белокорой с мохово-травяным напочвенным покровом сочетаются со сфагновыми лиственничниками на заболоченных межгорных равнинах с марями и озерами, с тополево-чозениевыми лесами вдоль русел рек и вейниковыми лугами в пойме Амура в пределах Нижнеамурских депрессий.

В северной части Сихотэ-Алиня в придонных частях долин на марях растет лиственница, выше по склонам до отметок 600–800 м поднимаются леса из ели аянской и пихты белокорой, сменяющиеся зеленомошными лиственничниками, которые на высоте 900–1000 м уступают место зарослям кедрового стланика. На отметках более 1100 м заросли кедрового стланика сменяются мохово-лишайниковой и лишайниково-кустарничковой горной тундрой, которая на высотах более 1400 м уступает место гольцам. Вместе с тем, на склонах южной экспозиции к югу от озера Кизи на высотах от 200 до 300–400 м уже появляются дуб монгольский и липа амурская.

К югу от 49-й параллели (широта Хабаровска) хвойно-широколиственные леса занимают склоны гор до высоты 400–500 м, а на юге горной системы – до 600–700 м. Выше их сменяют темнохвойные травяные, часто папоротниковые, леса из кедра корейского, пихты цельнолистной, ели аянской, пихты белокорой. На высотах от 900 до 1100 м растут лиственничники с кедровым стлаником. Вершины гор заняты горной тундрой. Хвойно-широколиственные горные леса к югу более насыщены манчжурскими видами. Здесь растут бархат амурский, леспедца, диоскорея, женьшень и др. Леса многоярусные. Первый, самый высокий,

ярус составляют кедр корейский и пихта цельнолистная, второй – маньчжурский орех, бархат амурский, ясень, третий – граб, черешня амурская, сирень. Кустарники, образующие следующий ярус, насчитывают до 150 видов. Во всех ярусах леса присутствуют лианы – актинидия-коломикта, амурский виноград, лимонник китайский. В травяном ярусе обычны папоротники, осоки, разнотравье.

Произрастанию столь богатых по видовому составу хвойно-широколиственных, а на юге Приморья – кедрово-широколиственных лесов благоприятствуют умеренно холодная зима с мощным снежным покровом и влажное теплое лето. Большое количество реликтовых видов растений, появившихся здесь еще в неогене, свидетельствует об относительном постоянстве климатических условий на протяжении миллионов лет. Появление в центральных и южных частях Сихотэ-Алиня видов растений, типичных для расположенных севернее областей (лиственницы, кедрового стланика и др.), связано с похолоданием там климата в плейстоцене и смещением соответствующих видов растений к югу.

В пределах Турано-Буреинско-Баджальской горной системы с ее хребтами и глубокими долинами при повсеместном распространении многолетней мерзлоты (на севере сплошной, на юге островной) структура высотной поясности оказывается достаточно сложной. Нижние участки склонов, поверхности надпойменных террас, террасоувалов и днищ межгорных впадин занимает пояс лиственничных лесов с обширными марями. Выше на глубоко протаивающих и лучше дренированных склонах гор на буро-таежных почвах располагается пояс темнохвойных лесов из ели аянской. На высотах 800–1000 м располагаются заросли кедрового стланика. В южной части горной системы (хребты Малый Хинган, Сутарский, Помпеевский) лиственничные леса растут по более холодным и влажным днищам долин, в нижних частях склонов на отметках от 200 до 350 м появляются хвойно-широколиственные леса на буро-таежных почвах, сменяющиеся выше темнохвойными лесами. Последние на высоте около 800 м уступают место лиственничникам, а те, в свою очередь, зарослям кедрового стланика и горным тундрам. Гольцовый пояс занимает самые высокие участки хребтов, как правило, выше 1400–1500 м.

На низменной Среднеамурской равнине преобладают гидроморфные ландшафты. Наиболее пониженные слабо дренированные участки низменности заняты болотами и озерами. Преобладают низинные осоковые болота с мощностью торфа до 0,5 м. На относительно приподнятых участках располагаются травянисто-сфагновые болота. Ближе к горам, на отметках от 100 до 200 м, на пологих поверхностях располагаются лиственничные мари, сфагновые, вейниковые и осоковые болота. Выступы коренных пород, возвышающиеся над низменностью на 100–800 м и представляющие собой островные горы, в северо-западной части равнины покрыты березово-лиственничными лесами с примесью сосны, в южной – хвойно-широколиственными лесами. Пойма Амура занята вейниковыми лугами и осоковостроейниковыми болотами.

В северной равнинной части Сахалина господствует северная редкостойная лиственничная тайга. Для средней, горной, части острова характерны среднетаежные ландшафты с елью аянской и пихтой сахалинской. Южнее 48-й параллели

склоны гор занимают хвойно-широколиственные леса с кустарниками, лианами, зарослями курильского бамбука на полянах. Верхнюю часть горно-лесного пояса образуют редкостойные каменноберезовые леса, сменяющиеся поясом кедрового стланика.

Физико-географические (ландшафтные) области

В пределах Амуро-Сахалинской страны выделяются восемь ландшафтных областей (рис. 10): Верхнезейско-Удская (1), Тукурингро-Джагдинская (2), Амуро-Зейская (3), Турано-Буреинско-Баджальская (4), Нижнеамурская (5), Ханкайско-Уссурийско-Среднеамурская (6), Сихотэ-Алиньская (7), Сахалинская (8).

Верхнезейско-Удская область (1). В нее входят Верхнезейская и продолжающая ее к востоку Удская межгорные впадины, с севера обрамленные Становым и Майским хребтами, с юга – хребтами Тукурингра – Соктахан – Джагды. Образовались они в неоген-четвертичное время на месте мезозойского прогиба, заложившегося в юрское время на складчатом протерозойском и палеозойском основании. Выполняющие мезозойский прогиб юрские и меловые отложения интенсивно дислоцированы, а на неотектоническом этапе развития территории, во время формирования ее современного морфоструктурного плана, перекрыты толщей неогеновых и четвертичных озерно-аллювиальных отложений.

Длина Верхнезейской впадины – около 300 км, ширина – от 50 до 100 км. Отметки поверхности днища – от 450–600 м по ее периферии до 350 м в наиболее пониженной части. На водоразделе рек Зеи и Уды поверхность впадины поднимается почти до 500 м. В пределах Удской впадины поверхность ее днища понижается от 400–350 м в предгорьях до 200 м и менее вблизи долины реки Уды, располагающейся в осевой части впадины. Длина Удской впадины, открывающейся в Удскую губу Охотского моря, – около 300 км, ширина – от 20 до 40 км. Поверхности днищ впадин расчленены многочисленными неглубокими, от 100 м в предгорьях до 5 м и менее при впадении в Зею и Уду, долинами рек, стекающих с обрамляющих их хребтов. При строительстве Зейской ГЭС и заполнении Зейского водохранилища были затоплены как долина самой Зеи, так и нижние участки долин ее притоков. Междуречья левых притоков Зеи плоские, правых – преимущественно увалистые, со скальными выходами протерозойских пород. Междуречья притоков Уды плоские.

В пределах Верхнезейской впадины климат резко континентальный. Средняя температура января равна (–31...–32) °С, средняя июльская – (+14...+16) °С. В Удской впадине январские температуры повышаются с запада на восток от минус 28 до минус 18 °С на побережье, средние июльские понижаются с запада на восток от +14 до +12 °С. Среднегодовая температура воздуха и в Верхнезейской, и в Удской впадинах составляет (–6...–7) °С. Как следствие, повсеместно распространена многолетняя мерзлота, протаивающая летом на южных склонах увалов на глубину от 0,6 до 1,5 м. Годовое количество осадков – от 450 до 650 мм. В июле–августе выпадает до 250 мм. Увлажнение избыточное. Летние паводки на реках часто выше, чем весеннее половодье. Почти все притоки Зеи и Уды зимой перемерзают.

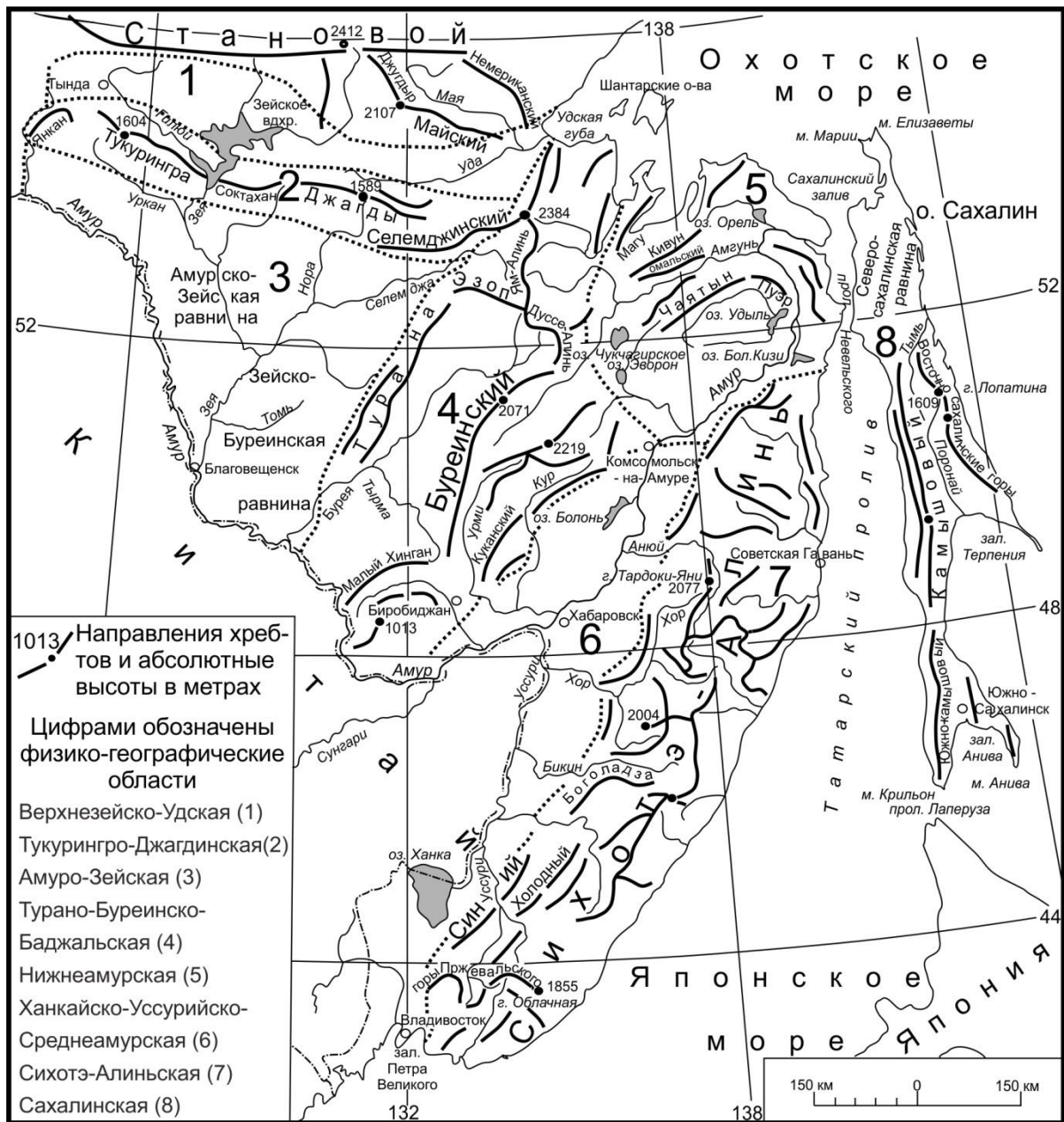


Рис. 10. Физико-географические (ландшафтные) области Амуро-Сахалинской страны

Область располагается в зоне тайги. Господствует лиственничная тайга со сфагновыми марями по пониженным и плоским недренированным участкам. На более приподнятом и расчлененном правобережье Зеи на подзолистых, часто оглеенных, почвах произрастают лиственнично-багульниковые и лиственнично-березовые леса. По падиям формируются сфагновые мари, по склонам увалов на скелетных подзолистых почвах произрастают лиственничные леса с примесью сосны и даурского рододендрона. На массивах гранитов (в пределах отдельных массивов, поднимающихся над Верхнезейской равниной до высоты 800 м и более) на дресвяном элювии растут сосняки. Левобережная часть Верхнезейской равнины с ее плоскими слабо дренированными междуречьями сильно заболочена. До 50–60 % ее площади занимают мари. Грунты на марях

к концу лета протаивают на 60–80 см. Незаболоченные участки заняты лесами из лиственницы даурской с березой плосколистной, местами (на песчаных грунтах) с сосной обыкновенной.

Удская впадина имеет террасированную, преимущественно плоскую, заболоченную поверхность. Практически повсеместно распространены сфагновые мари с редкостойными лиственничниками, багульником, морошкой, голубикой, клюквой, осокой. На относительно повышенных и лучше дренированных участках располагаются заросли кедрового стланика, местами растет сосна.

Тукурингро-Джагдинская область (2). Эта горная область включает хребты Тукурингра – Соктахан – Джагды, продолжающие друг друга с запада на восток и образующие горную цепь длиной 550 км, протягивающуюся от горной системы Олёкминского Становика в Забайкалье до Турано-Буреинско-Баджальской горной системы в пределах Амуро-Зейской ландшафтной страны на востоке. Ширина горной цепи – от 20 до 40 км. Преобладающие высоты вершинных поверхностей хребтов – от 800 до 1000 м. Максимальные отметки в пределах хребтов: Тукурингра – 1604 м, Джагды – 1470 м, Соктахан – 1604 м. Хребты асимметричны. Их северные, обращенные к Верхнезейской и Удской (хребет Джагды) впадинам макросклоны короткие и крутые, южные, спускающиеся к Амуро-Зейской равнине, более пологие и длинные. Привершинные поверхности хребтов преимущественно выровненные. Хребты сложены палеозойскими породами. Местами в осевой их части вскрываются протерозойские кристаллические сланцы. По северным макросклонам хребтов палеозойские породы на отдельных участках перекрыты юрскими и меловыми отложениями.

Нижние и средние участки склонов хребтов южной экспозиции до высоты примерно 800 м заняты рододендровыми и багульниковыми (при большем увлажнении грунтов) лиственничниками с березой на скелетных подзолистых и подзолисто-глеевых почвах. В этом же высотном интервале по склонам долин, врезанных в хребет, растет аянская ель. На склонах северной экспозиции растут багульниково-лиственничные, лиственнично-сосновые, местами сосновые леса. В интервале высот от 800 до 1000 м склоны гор заняты темнохвойными лесами из аянской ели. Преобладают ельники-зеленомошники. На отдельных участках в этом поясе растет лиственница. Выше, на отметках от 1000 до 1200 м, располагается пояс стелющихся кустарников из кедрового стланика, местами ерника и ольховника. На высотах более 1200 м кустарниковый пояс уступает место горным лишайниковым тундрам, образованным кладонией с водяникой, брусникой, ерником. На участках, сложенных кристаллическими породами, образуются курумы.

Амуро-Зейская область (3) представляет собой обширную, на большей части высоко приподнятую равнину, в пределах которой, в отличие от соседних горных областей с характерной для них вертикальной поясностью, прослеживается широтная зональность ландшафтов. Область включает Амуро-Зейскую и Зейско-Буреинскую равнины. В плане имеет форму трапеции общей площадью около 140 тыс. км², с широким основанием на севере, где она протягивается с запада на восток на 500 км, и узким – на юге, где ширина ее едва достигает 200 км. Протяженность ландшафтной области с севера на юг от 100 км в ее северо-западной части до 500 км в восточной.

Амуро-Зейская равнина – аккумулятивно-денудационная равнина со средними высотами плосковолнистых и холмисто-увалистых междуречий от 350 до 400 м, с останцовыми массивами абсолютной высотой от 500 до 900 м (в бассейне реки Селемджи), сложенными докайнозойскими породами. Глубина долин рек – притоков Амура и Зеи изменяется от первых метров вблизи Зейско-Амурского водораздела до 150–200 м в их низовьях. Такова же примерно глубина долин в бассейне реки Селемджи.

Зейско-Буреинская равнина имеет общий наклон с востока на юго-запад, от хребта Турана к долинам рек Зея и Амур. В своей более широкой восточной части равнина аккумулятивно-денудационная, с высотами междуречий от 400 до 200 м, в западной и южной частях – аккумулятивная, с высотами от 200 до 90 м. Сниженная часть равнины шириной от 40 до 75 км представляет собой поверхности озерно-аллювиальной аккумуляции в пределах надпойменных террас Зеи и Амура. У Амура на участке от устья Зеи до хребта Малый Хинган имеются пойма шириной 12–15 км и три надпойменные террасы. Наибольшей ширины, до нескольких десятков километров, достигает вторая надпойменная терраса относительной высотой от 35 до 60 м.

Климат области резко континентальный с муссонными чертами, которые проявляются в основном в годовом распределении осадков. В Благовещенске средние температуры января – от минус 32 до минус 24,1 °С, июля – от +16 до +21,4 °С. Годовые амплитуды температур достигают 45–50 °С, суточные – 20 °С. Средняя годовая температура воздуха повышается от (–3...–6) °С на севере области до 0 °С и даже до положительных значений на юге (в Благовещенске +1,6 °С). Сумма активных температур с севера на юг увеличивается от 1400 до 2000 °С. На большей части области распространена многолетняя мерзлота, сплошная на севере и островная в низовьях Зеи. Мощность деятельного слоя – от 0,6–0,8 мм на севере области до 1,5 на юге. В долине Амура ниже впадения Зеи многолетней мерзлоты нет. Сезонная мерзлота в долине Амура полностью протаивает только к концу августа. Годовое количество осадков – от 400 до 550 мм. До половины всех осадков выпадает в июле–августе (в Благовещенске в среднем 250 мм). С ноября по март выпадает не более 10–15 % всех осадков. Как следствие, мощность снежного покрова составляет всего 30–40 см. С особенностями сезонного распределения осадков связан режим рек, характеризующийся высокими паводками и разливами в период летних дождей.

Плоские междуречья при наличии многолетней и медленно протаивающей сезонной мерзлоты, а также обильных летних осадков в условиях недостаточной их дренированности сильно заболочены.

Северную и центральную части области занимают средне- и южнотаежные лиственничные леса на дерново-подзолистых почвах, с массивами травяно-болотных лиственничных редколесий и сфагново-лиственничными марями на болотно-подзолистых почвах. К югу их постепенно замещают лиственнично-сосновые, сосновые (на песчаном субстрате) и вторичные травяные березовые леса. Эти вторичные леса растут в основном на месте южнотаежных лиственнично-сосновых и смешанных хвойно-широколиственных лесов, а также дубрав (на юге Зейско-Буреинской равнины) по склонам речных долин. В них преобла-

дает береза плосколистная, присутствуют осина и монгольский дуб. В кустарниковом ярусе обычна леспедеца. В пределах Зейско-Буреинской равнины на междуречьях они почти повсеместно замещены сельхозугодьями.

В пределах надпойменных террас в низовьях Зеи и на левобережье Амура на месте широколиственных лесов на протяжении последних 150 лет в результате активной хозяйственной деятельности сформировались своеобразные лесостепные ландшафты. Для них характерны черноземовидные луговые дерновые и лугово-болотные почвы под сухими и влажными разнотравно-кустарниковыми и разнотравно-злаковыми лугами. На лучше дренированных сухих участках надпойменных террас располагаются степные сообщества растений: сибирский и байкальский ковыли, овсяница, астрагалы, пижма сибирская и др. В долинах рек, расчленяющих террасы, растут ильм, боярышник, дикая яблоня, черемуха, вдоль русел – кустарниковые формы ив, по склонам встречаются порослевые монгольский дуб и черная береза.

Турано-Буреинско-Баджальская область (4) – это одноименное нагорье, включающее в себя вытянутые в северо-восточном направлении хребты Куканский, Джаки-Унахта-Якбыяна, Мяо-Чан, Малый Хинган, Баджальский, Хоуньт, Буреинский, Эткиль-Янканский, Турана, а также примыкающие к ним с севера вытянутые в субширотном направлении хребты Эзоп, Селемжинский и Селитканский, а также субмеридиональные хребты Дуссе-Алинь, Ям-Алинь и Тайканский. С севера на юг горная область вытянута почти на 750 км, с запада на восток простирается от 250 до 400 км (на широте Комсомольска-на-Амуре). Вершинные поверхности хребтов в основном располагаются на отметках от 800 до 1500 м и, как правило, выровнены. Самые высокие из них – хребты Буреинский, Баджальский, Дуссе-Алинь, Ям-Алинь, Селемджинский – на участках с высотами более 1500 м имеют альпинотипный облик. Здесь повсеместно присутствуют следы древних оледенений в виде каров, цирков, троговых долин. Хребты разделены глубокими, от 500 до 1500 м, и широкими, от 2–5 до 10 км, долинами рек Бурея, Амгунь, Урми, Дуки, Горюн, Кур, Кукан, а также многочисленными межгорными впадинами, по которым эти реки текут: Тырминской длиной до 50 км, шириной до 40 км, Верхнеамгуньской, вытянутой на 160 км при ширине 15–20 км, Верхнебуреинской длиной до 70 и шириной до 50 км, в пределах которой располагается Буреинский каменноугольный бассейн, и др. Неоген-четвертичная Верхнебуреинская впадина унаследованно развивается на наложенной на древние складчатые структуры мезозойской впадине, выполненной континентальными отложениями юры и мела, в том числе угленосными. Через Верхнебуреинскую и Верхнеамгуньскую впадины прошла Байкало-Амурская магистраль.

Климат нагорья суровый, с муссонными чертами, проявляющимися, прежде всего, в сезонном распределении осадков. В северной и центральной частях области в долинах средние январские температуры воздуха составляют (–34...–35) °С, июльские равны (+15...+17) °С. Среднегодовая температура воздуха – (–7...–9) °С. Здесь практически повсеместно распространена многолетняя мерзлота, в центральной части нагорья имеющая островной характер. На юге, в отрогах Малого Хингана, средние январские температуры составляют (–24...–26) °С, июльские – (+18...+20) °С, среднегодовые – от минус 3 до 0 °С. Здесь распространена островная

мерзлота. В межгорных впадинах и в глубоких долинах наблюдаются температурные инверсии. Зимой температуры здесь ниже, чем на склонах соседних хребтов.

Количество осадков в пределах нагорья – от 500 мм в западной его части и в межгорных депрессиях до 1000 мм в восточной части Баджальского хребта, на восточных склонах Ям-Алиня и Дуссе-Алиня. До 80 % всех осадков приходится на теплое время года с максимумом их выпадения в июле – августе.

Структура высотной поясности в нагорье, за исключением расположенных на крайнем юге отрогов Малого Хингана, однотипная. Днища долин и межгорных депрессий заняты гидроморфными ландшафтами марей с лиственничными рединами. Выше по склонам до высоты 1000–1200 м поднимаются горно-таежные леса, сменяющиеся зарослями кедрового стланика. Начиная с высоты 1300–1500 м располагаются каменистые горные тундры со скальными поверхностями, курумниками, местами с щебнисто-супесчаным элювием, на котором растут кладония и цетрария, с отдельными кустами кедрового стланика. Выше 1600 м располагаются гольцы, для которых характерны кары, цирки, карлинги, крутосклонные троговые долины, каменные осыпи, местам с накипными лишайниками.

Вместе с тем в разных частях нагорья в пределах горно-таежного пояса имеются определенные различия. В восточной части Буреинского хребта, на Ям-Алине и Дуссе-Алине по склонам северной и восточной экспозиций растут преимущественно еловые леса, по склонам южной экспозиции – лиственничники. Ельники есть и на склонах хребтов, обращенных к югу. Здесь они растут по долинам, расчленяющим хребты. В центральной и западной частях нагорья, в межгорных котловинах с отметками днищ от 300 до 600 м господствуют сфагновые лиственничные мари с торфяно-болотными почвами. Поднимающиеся над ними выположенные склоны южной экспозиции заняты сырыми багульниковыми лиственничниками. Выше на более крутых и лучше дренированных участках склонов южной экспозиции растут лиственничники с кустарниковым ярусом из кедрового стланика. По склонам северной экспозиции растут ельники. В поймах рек обычны высокоствольные леса из аянской и сибирской елей, лиственницы даурской, тополя.

В южной части горной области, в бассейнах рек Биджан, Бира и Самарга, дренирующих отроги Малого Хингана, к югу от долины реки Биры, где высота хребтов не превышает 1013 м, по южным пологим хорошо дренированным склонам произрастают дубовые леса с леспедцей, лещиной и разнотравьем. Выше по склонам они сменяются хвойно-широколиственными лесами на бурых горнолесных оподзоленных почвах. В древостое присутствуют бархат амурский, орех маньчжурский, клен мелколистный, черная береза, есть амурский виноград. С высоты 700–800 м преобладают ельники-зеленомошники. По склонам северной экспозиции ельники спускаются в долины до отметок 150–200 м. В долинах рек, дренирующих отроги Малого Хингана, на подгорных шлейфах и террасовалах господствуют осоковые и сфагновые мари, безлесные либо с редкостойными лиственничниками.

Нижнеамурская область (5) занимает территорию, лежащую к востоку от Турано-Буреинско-Баджальского нагорья и к северу от долины Амура на отрезке от Комсомольска-на-Амуре до котловины озера Кизи, а также участок, расположенный между долиной Амура и берегами Японского и Охотского морей к северу

от озера Кизи. Средняя протяженность физико-географической области с севера на юг в среднем составляет 350 км (максимальная – 400 км, минимальная – 300 км), с запада на восток – 300–350 км. Площадь области – около 120 тыс. км². К этой области мы отнесли и Шантарские острова, располагающихся к северу от Тугурского полуострова и представляющие собой архипелаг из 15 гористых островов максимальной высотой 702 м (гора Веселая на острове Большой Шантар, общей площадью 2,5 тыс. км²).

В тектоническом отношении данная территория почти полностью относится к области мезозойской складчатости. Тугурский полуостров с Тугурским хребтом и Шантарские острова сформированы на структурах герцинского возраста. Горные хребты и массивы сложены преимущественно глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками. Значительные площади занимают интрузии мезозойских гранитов. По восточной периферии области располагаются массивы вулканогенных пород мелового и палеогенового возраста.

В западной и восточной частях области располагаются системы депрессий, вытянутых в меридиональном направлении – соответственно Эворано-Чукчагирско-Тугурская на западе и Кизи-Удыльская и отделенные от нее низкогорным хребтом Пуэр Амуро-Амгунская и Орельская на востоке. Между ними располагаются низкосреднегорные хребты, вытянутые с юго-запада на северо-восток: Тугурский, Магу, Кивун и его продолжение Мевачан; а также Омальский, Омельдинский, Чаятын и его продолжение хребет Пуэр (горный массив на междуречье Амура и его левого притока реки Бичи), отделенные друг от друга широкими долинами рек Сыран, Усалгин, Омал, Сомня, Амгунь, Им, Бичи. Склоны хребтов на большей их части имеют крутизну менее 45°, практически повсеместно покрыты чехлом щебнисто-суглинистых коллювиальных отложений мощностью от первых десятков сантиметров до 1,5 м. На них активно развиваются процессы солифлюкции. Вершины хребтов сглаженные, без пиков и острых гребней. На участках хребтов, сложенных гранитами, на вершинных поверхностях и по склонам формируются курумы. Межгорные впадины выполнены толщами кайнозойских континентальных отложений: Тугурская от Тугурского залива до реки Амгуни – эоценовыми, миоценовыми и четвертичными, Усалгинская, открывающаяся в залив Николая, – палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными. Палеогеновые и неогеновые отложения вскрываются и в бассейне реки Горюн, соединяющей озеро Эворон с Амуром. Остальные впадины заполнены четвертичными озерно-аллювиальными отложениями различной мощности. В совокупности низменные участки в пределах межгорных впадин занимают примерно 1/3 всей территории ландшафтной области.

Климат Нижнеамурской ландшафтной области достаточно суровый, с муссонными чертами, проявляющимися в годовом распределении осадков. Средние температуры января на юге, в долине Амура, равны (–25...–28) °С, на побережье Охотского моря – (–18...–20) °С, на севере – до минус 30 °С. Средние температуры июля колеблются от (+17...+18) °С в низовьях рек Горюн и Лимури до (+14...+15) °С на побережье Охотского моря. Среднегодовая температура воздуха составляет от (–0,8...–2,8) °С в долине Амура до (–6...–7) °С в горных долинах и межгорных депрессиях. Как следствие, повсеместно развита многолетняя мерзлота (в южных районах островная). На Шантарских островах климат суровее, чем

в северной части Охотского моря. Льды у их берегов отсутствуют только 1,5–2 месяца (в июле–августе). Средние июльские температуры не превышают +14 °С. На побережье Охотского моря в течение всего лета преобладает облачная погода с морозящими дождями, туманами. Годовое количество осадков – от 450 до 600 мм, основная их часть выпадает летом. Устойчивый снежный покров высотой 50–60 см, местами до 1 м и более, держится 170–180 дней. В летнее время грунты на плоских плохо дренированных участках переувлажнены.

Для рек области характерны относительно невысокие подъемы воды во время снеготаяния и высокие во время дождевых паводков во второй половине лета. С подъемом воды в Амуре начинается повышение уровня воды в связанных с Амуром крупных озерах Удыль, Большое Кизи, Кади, Орель, Чля. В озере Чля, в частности, такие подъемы воды достигают 4,5 м. В пониженных участках поймы Амура, Амгуни и других рек возникают обширные мелкие временные водоемы.

Область обладает однотипной структурой высотной поясности. Днища долин малых рек, падей и межгорных депрессий и террасовалы в долинах средних рек заняты марями, моховыми или травяно-моховыми (сфагновыми), безлесными или с лиственничными редколесьями болотами. В поймах более крупных рек широко распространены низинные осоковые и переходные травяно-сфагновые болота с вейником и осоками. Расположенный выше горно-таежный пояс образуют восточно-сибирские лиственничные и охотские еловые леса. По нижним участкам склонов на торфянисто-глеевых почвах растут лиственничные леса с березой плосколистной, с багульником болотным, ерником, рододендром амурским в кустарниковом ярусе. На разных участках они поднимаются до высоты 250–500 м. Выше на буротаежных почвах растут темнохвойные леса из ели аянской и пихты белокорой с примесью березы плосколистной, с подлеском из клена желтого, ольхи кустарниковой, смородины, с папоротником и мхами в напочвенном покрове. Темнохвойные леса на востоке, в прибрежной части области, не поднимаются выше 700 м, западнее, вдали от моря, они достигают отметок в 1000 м. В южной части области на склонах южной экспозиции в темнохвойных лесах встречаются липа амурская, клен манчжурский, дуб монгольский. Над горно-таежными лесами располагаются пояс кедрового стланика, местами (на самых приподнятых участках) гольцы с горной тундрой. На Шантарских островах склоны гор покрыты лиственничной и темнохвойной тайгой, которая на высотах более 400 м сменяется зарослями кедрового стланика. Обширная пойма Амура занята вейниковыми лугами и осоко-востровейниковыми болотами.

Ханкайско-Уссурийско-Среднеамурская область (б) включает Ханкайско-Уссурийскую и Среднеамурскую низменные равнины, разделенные низкогорными массивами в районе Бикина. Обе равнины приурочены к межгорным впадинам. Ханкайско-Уссурийская равнина протягивается с юго-запада на северо-восток, от Амурского залива до Бикина на 450 км при ширине от 25 до 100 км; Среднеамурская равнина – в том же направлении на 350 км при ширине от 75 до 200 км. Фактически Среднеамурская равнина на 1/3 больше, но ее юго-восточная часть располагается за пределами России, в Китае, где носит название равнины Саньцзян. Общая площадь физико-географической области в пределах России –

около 70 тыс. км² (в том числе Ханкайско-Уссурийская часть – 24 тыс. км², Среднеамурская – 46 тыс. км²). Абсолютные высоты поверхности равнин на большей их части ниже 100 м. По периферии высота поверхности достигает 200 м. Над низкими плоскими равнинами островами возвышаются останцовые возвышенности и низкогорные массивы площадью от нескольких десятков до сотен квадратных километров, с высотами от 300 до 950 м (хребет Хехцир к югу от Хабаровска). Обе равнины располагаются в пределах кайнозойских межгорных впадин, наложенных на допалеозойские, палеозойские и мезозойские структуры, выполненных неогеновыми и четвертичными озерно-аллювиальными отложениями разной мощности. Поскольку местами над толщей озерно-аллювиальных отложений, накопившихся на фоне опускания соответствующих участков, возвышаются останцовые массивы, сложенные донеогеновыми породами, рельеф поверхности складчатого основания впадин был гористым.

Для климата равнин характерна холодная малоснежная зима. На севере, на Среднеамурской равнине, средние температуры января – от минус 21 до минус 25 °С, на юге, на Ханкайско-Уссурийской равнине, – от минус 20 до минус 13 °С. Средние температуры июля в северной части Среднеамурской равнины – около +18 °С, в южной ее части и на Уссури-Ханкайской равнине – (+20...+21) °С. Средние годовые температуры колеблются от минус 3 °С в районе озера Хумми до +1,4 °С в устье реки Хор и +4,6 °С к югу от озера Ханка. Продолжительность вегетационного периода с севера от озера Хумми на юг до озера Ханка увеличивается от 140 до 180 дней, а сумма активных температур – соответственно от 1800 до 2800 °С. Годовое количество осадков везде почти одинаковое – 500–600 мм, с максимумом во второй половине лета. Таких же значений достигает и испаряемость. Коэффициент увлажнения на Среднеамурской равнине чуть выше 1, на Уссурийско-Ханкайской равнине примерно равен 1. При этом весна и начало лета в их пределах засушливые, а вторая половина лета из-за большого количества осадков избыточно влажная. Для рек, в том числе Амура и Уссури, характерны слабое весеннее половодье и сильные разливы в июле–августе, связанные с поступлением с соседних горных массивов громадного объема воды.

Среднеамурская равнина сильно заболочена. Преобладают осоковые и травянисто-сфагновые болота. На левобережье Амура на относительно повышенных, от 100 до 200 м, предгорных участках господствуют лиственничные мари сфагновые и вейниково-осоковые болота. В пойме Амура преобладают вейниковые луга и осоковостроейниковые болота. Островные возвышенности и горы представляют собой лесные острова. Леса преимущественно смешанные.

На Уссури-Ханкайской равнине естественной растительности практически нет. Повсеместно господствуют агроландшафты. Лишь на отдельных участках произрастают остепненные леса из дуба монгольского с примесью черной березы и на песчаных грунтах сосны. Озерные и речные террасы заняты осоковостроейниковыми лугами и болотами на лугово-болотных почвах. В поймах рек – притоков Уссури обычны заболоченные луга на аллювиальных дерновых, в разной степени оглеенных, почвах. Островные холмы и сопки, возвышающиеся над равниной, заняты порослевыми лесами из дуба монгольского с кустарниковым ярусом на оподзоленных буроземных почвах.

Сихотэ-Алиньская область (7) включает в себя всю низко-среднегорную систему Сихотэ-Алиня. От Ливадийского хребта в своей юго-западной части до озера Большое Кизи в северо-восточной она протягивается на 1100 км в полосе шириной 200–250 км. Площадь области – около 250 тыс. км². Для юго-западной части Сихотэ-Алиня, примерно до долины реки Бикин, характерно наличие субпараллельных хребтов, вытянутых в северо-восточном направлении и разделенных широкими продольными долинами-впадинами. От Уссури-Ханкайской равнины на юго-восток, к морю, друг друга сменяют хребты Синий, Холодный, Восточный Синий и продолжающие его хребты Первый Перевал и Боголадза с отметками высот от 600 до 1412 м, разделенные долинами рек Арсеньевка, Матвеевка, Откосная, Перевальная, Дальняя. У всех этих хребтов относительно пологие, 25–45°, склоны и уплощенные вершинные поверхности. Склоны практически повсеместно перекрыты чехлом щебнисто-суглинистых рыхлых отложений мощностью до 1,5 м. Скальные выступы встречаются в местах выхода на поверхность более устойчивых к выветриванию пород, в том числе андезитовых лав, даек. Есть они и на крутых, более 45°, склонах поперечных долин, прорезающих хребты.

К юго-востоку от вытянутых в одну линию долин рек Матвеевка, Откосная, Перевальная и Дальняя располагается главный водораздельный хребет шириной до 125 км, густо расчлененный с одной стороны верховьями рек, принадлежащими бассейну реки Уссури, с другой – многочисленными короткими, от 10 до 100 км, реками, впадающими в Японское море. Как следствие, в приводораздельной части Сихотэ-Алиня нет четко выраженной осевой зоны, а есть многочисленные короткие отроги, ориентированные как в юго-западном направлении (Ливадийский, Партизанский, часть хребта Пржевальского), так и в субширотном (Дальний, Боголадза). Характерно, что на самом водоразделе Японского и Охотского морей (бассейн реки Уссури принадлежит Охотскому морю), смещенном в сторону Японского моря, абсолютные высоты вершинной поверхности меньше, чем в пределах боковых отрогов, располагающихся в бассейне Уссури. Вершины многих из них поднимаются выше 1500 м. Гора Облачная в пределах хребта Пржевальского в верховьях Уссури достигает высоты 1854 м. Большинство рек, расчленяющих приводораздельную часть Сихотэ-Алиня, имеют широкие, до 5–10 км по днищу, долины. Иногда это долины-впадины. Такова, в частности, долина реки Бикин на ее субширотном участке шириной до 20 км. Глубокие и широкие плоскодонные долины имеют реки, дренирующие юго-восточный макросклон Сихотэ-Алиня и впадающие в Японское море, – Тигровая, Киевка, Милорадовка, Аввакумовка, Зеркальная, Рудная, Черемуховая, Серебрянка, Таежная, Кема, Максимовка, Самарга и др.

К северо-востоку от субширотного участка долины реки Бикин линия водораздела Японского моря и бассейна Амура еще более извилиста. В верховьях крупных притоков Уссури и Амура – Бикина, Суклая (приток реки Хор), Анюя, Джаура и Верхней Удоми – водораздел смещен в сторону Японского моря, а в верховьях относительно крупных (длиной более 200 км) рек, впадающих в Японское море (Самарга, Коппи, Тумнин), – к долине Амура. Относительно изолированные друг от друга долинами рек горные массивы поднимаются здесь в основном выше 1000 м.

В этой части Сихотэ-Алиня располагаются и самые высокие его вершины – горы Ко (2003 м) и Тардоки-Яни (2090 м). Однако и здесь склоны горных массивов относительно выположены, а вершины уплощены. Четвертичные оледенения не играли сколько-нибудь существенной роли в формировании рельефа Сихотэ-Алиня, большинство горных сооружений в плейстоцене не достигали снеговой границы. Лишь на самых высоких участках, на отметках более 1700 м, встречаются кары.

Лето очень влажное, преобладает облачная, дождливая погода. Средняя температура июля на побережье – от +18 °С на юге до +16 °С на севере области. На западном макросклоне Сихотэ-Алиня, в долинах рек, она составляет от +20 °С на юге до +18 °С на севере. Средняя годовая температура воздуха колеблется от +4,8 °С на юге, во Владивостоке, до минус 3 °С на севере, у залива Чихачева. Годовое количество осадков колеблется от 600 мм по западной периферии горной системы до 1000 мм в ее приводораздельной части. В теплое время года выпадает 80–85 % всех осадков, с которыми связаны паводки на реках, дренирующих горные сооружения. Зимой Сихотэ-Алинь оказывается преимущественно под влиянием холодных воздушных масс, формирующихся над Средней Сибирью, Забайкальем и Монголией. Для межгорных впадин и глубоких долин, расчленяющих западный макросклон Сихотэ-Алиня, в зимние месяцы характерны инверсии температур.

Ландшафты Сихотэ-Алиня формируются в условиях достаточного, а во второй половине лета и избыточного увлажнения. Преобладают горно-лесные ландшафты.

В южной части Сихотэ-Алиня, где лето наиболее теплое и продолжительное, на горных склонах в приморской полосе в высотном интервале до 500–600 м растут дубовые леса с липой амурской, кленом мелколистным, березой маньчжурской и осинкой Давида. Это вторичные леса, возникшие на месте кедровника с дубом. Однако более типичными для этой части Сихотэ-Алиня являются кедрово-широколиственные леса, образующие самостоятельный пояс в интервале высот от 200 до 600–800 м. Значительная часть видов растений, распространенных в кедрово-широколиственных лесах, относится к теплолюбивой маньчжурской флоре. Здесь встречаются более 400 видов сосудистых растений, около 80 видов мохообразных и около 100 видов лишайников. Леса густые, многоярусные (до 5–7 ярусов), перевиты лианами.

В интервале высот от 600–800 до 1100–1300 м на буротаежных иллювиально-гумусовых почвах растут пихтово-еловые леса. В долинах, где обычны температурные инверсии, они растут и на меньшей высоте. До высоты 1000 м преобладает пихта белокорая, выше господствуют ельники. В этих лесах наряду с пихтой белокорой и елью присутствуют береза шерстистая, рябины амурская и Шнейдера, клены зеленокорый и желтый, кедр. Наиболее распространены моховые и травяные ельники. Зеленые мхи сплошь покрывают поверхность склонов.

Верхний высотный пояс лесной растительности в интервале от 1100–1300 до 1200–1400 м образуют каменноберезовые леса. В нижней части этого пояса обычны ель и пихта, в верхней – кедровый стланик. Дело в том, что каменноберезняки, как правило, не образуют сплошных массивов и «языками» вклиниваются в расположенный выше пояс кедрового стланика, а в приморской части Сихотэ-Алиня,

наоборот, опускаются до высоты 1000 м в пояс ельников. Заросли кедрового стланика в приморской части горной системы располагаются на высотах от 1200 до 1300 м, в пределах западного макросклона – от 1400 до 1500 м.

На отдельных вершинах, достигающих высоты 1400 м и более, встречается горно-тундровая растительность. Обычно она представлена вересково-лишайниковыми группировками. Местами встречаются заросли багульника приземистого и рододендрона мелколистного. Вместе с этими кустарниками растут брусника, полынь зайцеголовая, копеечник альпийский, смолёвка ольгинская и зубровка альпийская.

В долинах рек на поймах и надпойменных террасах произрастают ивняки, ольшаники, чозенники, тополевики. Ольшаники занимают заболоченные участки пойм. Чозения крупночешуйчатая формирует чистые одноярусные древостои в поймах, тополь Максимовича – на хорошо дренированных террасах.

В расположенной севернее части Сихотэ-Алиня с более суровой зимой и более прохладным летом верхняя граница кедрово-широколиственных лесов постепенно снижается и они уступают место хвойно-широколиственным лесам с участием охотской флоры – ели аянской и пихты белокорой, поднимающихся по склонам до высоты 400 м. Из лиственных пород здесь обычны желтая береза, амурская липа, мелколистный клен, есть лианы – амурский виноград, лимонник и актинидия. Еще выше по склонам гор, на отметках от 400 до 800 м, располагаются пихтово-еловые леса. В самой северной части Сихотэ-Алиня по днищам долин растут лиственничники. Выше по дренированным горным склонам на более богатых буро-таежных почвах произрастают темнохвойные леса. У верхней границы леса снова появляются лиственничники. Здесь под их пологом растут кедровый стланик, березка Миддендорфа, даурский рододендрон, багульник, брусника. Выше границы леса располагается пояс из кедрового стланика и рододендрона. Наиболее приподнятые участки горных массивов с отметками выше 1200 м занимают лишайниковые и кустарничково-лишайниковые тундры. Все ландшафтные пояса на склонах гор снижаются по направлению к Татарскому проливу, в частности, пояс кустарников на побережье снижается до высоты 700–500 м.

Сахалинская область (8) включает остров Сахалин, вытянутый с юга на север между $45^{\circ}40'$ с. ш. и $54^{\circ}30'$ с. ш. на 948 км при ширине от 12 км в самой узкой части Охинского перешейка до 155 км на широте поселка Тельновский на западном побережье. Сахалин относится к области кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса, для которой характерно прямое соотношение тектонических структур и образовавшихся на них форм рельефа. Морфоструктурную основу острова составляют два вытянутых в меридиональном направлении антиклинория, выраженных в рельефе Западно-Сахалинской и Восточно-Сахалинской горных систем, и разделяющий их Центральносакхалинский синклинорий, к которому приурочена Тымь-Поронайская депрессия. Антиклинории сложены толщами осадочных пород триасового, юрского, мелового и палеогенового возраста – аргиллитами, алевролитами, песчаниками с пластами каменных углей. В осевой части Восточно-Сахалинского хребта и в пределах Сусунайского хребта в юго-западной части Сахалина на поверхности вскрываются палеозойские породы: сланцы, известняки, туфогенные песчаники. Тымь-Поронайская депрессия выполнена слабо

дислоцированными неогеновыми породами и четвертичными озерно-аллювиальными, болотными и морскими отложениями (морские террасы).

Западно-Сахалинские горы – это система субпараллельных, продолжающих друг друга хребтов. Вдоль побережья с юга на север протягиваются Южно-Прибрежная цепь с высотами 400–600 м (максимальная отметка – 1021 м), Приморская цепь (до 1091 м), Северо-Прибрежная цепь (от 600 до 1000 м). Параллельно им тянутся Южно-Камышовый (400–800 м) и Камышовый (до 2175 м) хребты, Поронайская цепь (до 1330 м). В юго-восточной части полуострова за Сусунайским долом в том же направлении протягивается короткий, 50 км, Сусунайский хребет высотой до 1047 м, а на Тонинско-Анивском полуострове – одноименный хребет с максимальной высотой 504 м.

Восточно-Сахалинские горы включают Центральный хребет с высотами до 1125 м, Набильский хребет, достигающий высоты 1428 м, и Луньский хребет высотой до 1078 м. Хребты отделены друг от друга глубокими продольными долинами и расчленены на отдельные массивы поперечными долинами. Склоны речных долин, как правило, имеют крутизну менее 45° и покрыты сплошным чехлом щебнисто-суглинистых коллювиальных отложений мощностью от 0,2 до 1,5 м.

Северную часть Сахалина занимает Северо-Сахалинская равнина с высотами от 0 до 300 м, через которую с юга на север на расстоянии 15–30 км друг от друга протягиваются две останцовые гряды, продолжающие на север Западно- и Восточно-Сахалинские горы. Высота денудационных останцов, сложенных дочетвертичными породами, – от 300 до 601 м. На полуострове Шмидта, северной оконечности Сахалина, также протягиваются две низкогорные гряды с высотами от 300 до 630 м, отделенные друг от друга Срединным долом шириной около 15 км.

По восточному побережью острова в его северной части тянется полоса обширных протяженных лагун, вдоль западного побережья в полосе шириной до 25 км – заболоченная низменность.

Климат на Сахалине характеризуется холодной, но более влажной, чем на материке, зимой и прохладным, дождливым, с туманами летом.

Северная и восточная части острова, омываемые холодным течением, холоднее западной и южной. До конца июня вдоль северного и восточного берега, вплоть до мыса Терпения, плавают льдины. В течение всего лета в прибрежной полосе обычны туманы. Западное побережье на юге омывается водами более теплого Японского моря, а на севере – теплыми водами Амура. Средние январские температуры здесь равны (–19...–20) °С, июльские – (+12...+14) °С. Сумма активных температур не превышает 1200 °С. Среднегодовая температура воздуха ниже нуля. Имеется островная мерзлота.

В пределах Тымь-Поронайской депрессии зимой отмечаются самые низкие температуры. Средняя январская температура здесь опускается до минус 24 °С, а минимальные – ниже минус 40 °С. Лето теплее, чем на севере острова, средние июльские температуры достигают (+15...+16) °С, а сумма активных температур составляет 1300–1400 °С. Осадков выпадает от 530 до 680 мм.

Восточно-Сахалинские горы холоднее, чем Западно-Сахалинские. На их восточном макросклоне средние январские температуры не превышают минус 17 °С, на западном – минус 24 °С. Июльские температуры равны соответственно

(+12...+14) °С и (+15...+16) °С. Безморозный период длится всего около 100 дней. Сумма активных температур – не более 1200 °С. Восточные склоны летом получают больше влаги, чем западные.

В Западно-Сахалинских горах январские температуры изменяются от минус 20 °С на севере до минус 14 °С на юге, июльские равны (+14...+16) °С. Безморозный период составляет 130–145 дней. Сумма активных температур – от 1000 °С в привершинной части гор до 1400 °С у их подножий. Восточные склоны получают до 900 мм осадков, западные – до 600 мм. Осень теплее весны.

В южной части Сахалина зима умеренно холодная, со средними январскими температурами от минус 9 до минус 16 °С, лето умеренно теплое, со средними июльскими температурами (+15...+16) °С. Самый теплый месяц – август, с температурой до +18 °С. Годовое количество осадков на восточных склонах Южно-Камышового и Сусунайского хребтов достигает 1000 мм. Высота снежного покрова – 100 см, местами более, а время его существования – от 150 дней в долинах до 200 дней на склонах гор.

В северной, равнинной, части острова господствуют северотаежные редкостойные лиственничные леса с подлеском из кедрового стланика и ольховника на подзолистых и торфяно-болотных почвах, а в более приподнятой и лучше дренированной части – брусничные и ягельные лиственничные редколесья. Останцовые массивы и Западный хребет на полуострове Шмидта заняты еловыми лесами. Восточный хребет на полуострове Шмидта сплошь покрыт кедровым стлаником. По низинам располагаются осоковые и сфагновые болота с кустами кедрового стланика на разделяющих их песчаных грядках.

Для средней, горной, части полуострова характерны среднетаежные ландшафты. В пределах Западно-Сахалинской горной системы на щебнисто-супесчаных дерновых оподзоленных и бурых почвах растут зеленомошные леса из ели аянской и пихты сахалинской. С высоты 800 м к ним примешивается каменная береза, которая в интервале высот от 900 до 1000 м образует сплошной пояс травяных березняков. На участках с отметками высот более 1000 м господствуют заросли кедрового стланика. В Восточно-Сахалинских горах по западному макросклону до высоты 500 м поднимаются темнохвойные леса, сменяющиеся каменноберезовыми разнотравными лесами, которые, в свою очередь, с высоты около 600 м уступают место зарослям кедрового стланика. На восточных склонах, обращенных к холодному Охотскому морю, растут лиственничные леса, выше, до 500 м, – каменноберезовые леса, сменяющиеся зарослями кедрового стланика. Наиболее высокие участки с отметками высот более 1000 м заняты горной тундрой с золотистым рододендромом, шикшей, лишайниками. В пределах Тымь-Поронайской депрессии редкостойные ерниковые лиственничные леса чередуются со сфагновыми болотами, разнотравно-злаковыми лугами, приречными кустарниками и пойменными лесами из чозении, тополя, лиственницы, иногда ели.

В южной части Сахалина, где сосредоточена основная часть населения острова, ландшафты в той или иной мере трансформированы. Сусунайская и частично Муравьевская низменности распаханы или используются под сенокосы и выпасы. Лишь на отдельных их участках растут лиственничные и пихтовые леса на дерновых оподзоленных почвах, чередующиеся с разнотравно-злаковыми

и осоковыми лугами на лугово-дерновых и лугово-болотных почвах. Склоны гор до высоты 200–300 м ранее были покрыты смешанными лесами из пихты, дуба, бархата, клена и др., сменявшимися выше по склонам елово-пихтовыми лесами с елью Глена, тисом, с подлеском из бересклета, падуба, желтого клена, с папоротниками, черникой, зелеными мхами в напочвенном покрове, с лианами (актинидией, лимонником) на горно-таежных бурых почвах. В настоящее время на месте этих лесов более распространены бамбучники и высокотравье. С высоты 400–500 м елово-пихтовые леса насыщаются каменной березой, рябиной, кленом желтым. Над ними, до высоты 800–850 м, поднимаются каменноберезняки с высокотравьем и бамбуком курильским, сменяющиеся на самых высоких массивах зарослями кедрового стланика с золотистым рододендроном и шикшей.

Охраняемые территории

В настоящее время на территории Амуро-Сахалинской страны существует 16 заповедников: Зейский, Норский, Буреинский, Хинганский, Бастак, Болоньский, Большехехцирский, Комсомольский, Ботчинский, Сихотэ-Алинский, Лазовский, Уссурийский, Дальневосточный морской, Кедровая падь, Ханкайский, Поронайский. Созданы два национальных парка – Анюйский и Удэгейская легенда.

В 2001 году Центральный Сихотэ-Алинь включен в число объектов Всемирного природного наследия ЮНЕСКО. В предварительный список объектов природного наследия России включена долина реки Бикин.

5.10. БАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА

Байкальская горная страна занимает восточную часть пояса гор Юга Сибири. Северная граница страны проводится по Тункинской впадине (по подножью Тункинского хребта), а далее по подножиям Приморского и Байкальского хребтов, Северо-Байкальского, Патомского и Олёмко-Чарского нагорий, Алданского нагорья. Восточная граница проходит по долинам реки Май и ее притока Маймакана, отделяющих Алданское нагорье и Становой хребет от хребта Джугджур. На юге граница горной страны проводится от западной оконечности Тункинской впадины до слияния рек Шилка и Аргунь, по государственной границе Российской Федерации, далее идет по водоразделу рек Олёмка и Зея в северо-восточном направлении до Станового хребта и по его южному подножию до хребта Джугджур. От западной оконечности Тункинской впадины горные сооружения Байкальской страны протягиваются на восток до хребта Джугджур почти на 2200 км. Максимальной ширины 1200 км горная страна достигает на 116° в. д. Площадь ее в означенных границах составляет около 1,4 млн км².

Морфолитогенная основа ландшафтов Байкальской горной страны неоднородна. В ее пределах располагается ряд крупных разновозрастных тектонических структур, в пределах которых на неотектоническом этапе развития в результате дифференцированных движений сформировались возрожденные

складчато-глыбовые горные сооружения, чередующиеся с межгорными впадинами, заложилась Байкальская рифтовая зона. В силу географического положения и особенностей проявления макроциркуляционных процессов в атмосфере для страны характерен суровый континентальный климат с морозными малоснежными зимами, умеренно теплым и сухим летом (особенно в котловинах), с коротким периодом дождей.

Рельеф и геологическое строение

Северная часть Байкальской горной страны занята средневысотными нагорьями – Алданским, Олёкмо-Чарским, Патомским, Северо-Байкальским. С юга к ним примыкают средневысокогорное Становое нагорье и продолжающий его к востоку средневысотный Становой хребет. В северо-западной части области располагаются средневысотные хребты, обрамляющие озеро Байкал: Приморский и Байкальский с северо-запада, Хамар-Дабан, Улан-Бургасы и Баргузинский с юго-востока. К юго-востоку от них лежит обширное Витимское плоскогорье с высотами на большей его части от 800 до 1200 м. С юго-востока Витимское плоскогорье обрамляют вытянутые в северо-восточном направлении средневысотные хребты Яблоновый, Черского и Олёкминский Становик. Крайнюю юго-восточную часть Забайкалья занимают преимущественно низкогорные хребты и массивы, разделенные обширными межгорными котловинами с отметками поверхности днищ в интервале высот от 400 до 600 м. Повсеместно преобладает северо-восточное и субширотное простирание хребтов.

Байкальская горная страна – это возрожденные складчато-глыбовые горы, сформированные на допалеозойских, палеозойских и мезозойских комплексах пород, относящихся к трем разным тектоническим структурам: южному краю древней Сибирской платформы (Алданское нагорье, Прибайкалье, Становой хребет), сформировавшейся к концу раннего протерозоя; Байкало-Витимской раннекаледонской (салаирской) складчатой области, где завершающий этап складчатости имел место перед поздним кембрием¹⁴⁷; раннемезозойскому Монголо-Охотскому складчатому поясу (Восточное Забайкалье). По площади преобладают раннекаледонские структуры, сложенные толщами интенсивно метаморфизованных пород архея, протерозоя и нижнего палеозоя, прорванные интрузиями гранитоидов докембрийского и палеозойского возраста. К южному краю древней Сибирской платформы эта структуры причленились в кембрии. Центральное и юго-восточное Забайкалье сложены преимущественно палеозойскими породами – туфогенными песчаниками, кварцитами, сланцами, прорванными мезозойскими интрузиями. Мезозойские отложения здесь приурочены к прогибам, наложенным на палеозойские складчатые структуры. Представлены они мелководными морскими и континентальными, в том числе угленосными, в разной мере дислоцированными отложениями. Прогибы, выполненные толщами угленосных отложений юрского возраста, есть и в пределах Алданского щита. К одному из них приурочен Южно-Якутский каменноугольный бассейн.

¹⁴⁷ Красильников И.Н., Паланджян С.А. Геологическое строение России ...

Каждая складчатость сопровождалась расколами земной коры, вертикальными и горизонтальными перемещениями ее блоков, магматизмом. Как следствие, огромные площади, особенно в Забайкалье, заняты гранитоидами различного состава. При этом в данном регионе каждый раз формировались горные сооружения, уничтожавшиеся впоследствии денудацией. В мезозойскую складчатость появились крупные пологие Даурский и Байкальский своды, на которых на неотектоническом этапе заложилась рифтовая зона.

В позднем мелу и на протяжении почти всего палеогена, как и в сопредельных регионах, в пределах Байкальской страны происходила пенеplanation мезозойских горных сооружений, формировалась поверхность выравнивания, фрагменты которой фиксируются сейчас на междуречьях на Витимском плоскогорье, на располагающихся по северной периферии страны нагорьях, в юго-восточной части Забайкалья.

С конца олигоцена на месте пенеplanation на неотектоническом этапе развития территории формируется внутриазиатский горный пояс. Наибольшую амплитуду поднятий имел Байкальский свод, разбитый грабенами, вытянутыми в широтном (Тункинская, Северо-Байкальская и Чарская впадины) и северо-восточном (Байкальская впадина) направлениях. Впадины, сформированные в условиях растяжения земной коры, обрамлены линейно-глыбовыми морфоструктурами, выраженными в рельефе двумя полосами наиболее высоких хребтов Прибайкалья (Приморский, Байкальский, Хамар-Дабан, Улан-Бургасы, Баргузинский) и Станового нагорья (Верхнеангарский, Северо-Муйский, Южно-Муйский, Кодар, Удокан). Воздымание гор сопровождалось образованием межгорных впадин и депрессий, заполнявшихся грубообломочными и песчано-алевритовыми отложениями. Неогеновые отложения установлены в линейных впадинах байкальского типа – Тункинской, Южно-Байкальской, Баргузинской. Наряду с накоплением терригенных отложений имело место излияние базальтов (Тункинская впадина, западная часть Хамар-Дабана, хребет Удокан). Вулканическая деятельность продолжалась вплоть до голоцена. Конусы потухших вулканов (Обручева, Мушкетова, Лопатина) обнаружены на Витимском плоскогорье.

Климатические особенности региона и их роль в дифференциации ландшафтов

Климат Байкальской горной страны отличается континентальностью и суровостью, что связано с ее положением практически в центре огромного материка. Сложная орография оказывает существенное влияние на радиационные процессы и циркуляцию атмосферы и, соответственно, на пространственное распределение тепла и влаги.

Разительно различаются по своим климатическим особенностям Прибайкалье и Забайкалье. Влияние Байкала распространяется на прибрежную узкую полосу, что в первую очередь сказывается на температуре воздуха. Средняя январская температура воздуха в южной части Байкала равна (–17...–18) °С, в северной – (–22...–23) °С, что на 6–8 °С выше, чем на тех же широтах в Забайкалье.

Зимой над озером формируется область пониженного давления, что в условиях аномально высокого давления в Забайкалье предопределяет большие барические градиенты и, как следствие, возникновение сильных ветров, дующих по долинам в сторону Байкала (сарма, култук). При этом над озером отсутствуют температурные инверсии.

Весной отмечается медленный рост температуры воздуха, поскольку озеро освобождается от льда лишь в середине мая и, соответственно, основная часть тепла расходуется на его таяние. Май холоднее сентября на 4–5 °С.

Летом над Байкалом формируется область повышенного давления и барический градиент, который достигает максимума в июне–июле, направлен с озера на сушу. В летние месяцы из-за усиления циклонической деятельности в котловине Байкала выпадает 50–65 % годовой суммы осадков. В целом лето здесь прохладное. На островах в августе, самом теплом летнем месяце, средняя месячная температура составляет (+12...+13)°С, на побережье – (+14...+15) °С. За счет теплой осени переход средней суточной температуры через 0 °С в сторону отрицательных значений происходит в конце октября, почти на три недели позже, чем в Забайкалье. Безморозный период длится 110–120 дней. Годовое распределение температур в байкальской котловине, связанное с влиянием озера, свойственно морскому типу климата. Амплитуды годовых температур здесь минимальные для всей Сибири – всего 30–35 °С.

Наименьшее количество осадков (около 200 мм в год) выпадает собственно на акваторию Байкала. На западном побережье годовая сумма осадков – около 250 мм, на восточном – 350–400 мм. На склонах хребтов Хамар-Дабан, Икатский, Баргузинский, обращенных на северо-запад, годовое количество осадков возрастает до 800 мм и более. Толщина снежного покрова на склонах хребта Хамар-Дабан достигает 100–110 см.

Уже в октябре в Забайкалье формируется область повышенного давления. Зима холодная, малооблачная, сухая. Вероятность ясного неба – до 65 % от теоретически возможной. В январе средняя температура воздуха колеблется от (–30...–32) °С на севере до (–24...–26) °С на юге региона. Для межгорных котловин характерны температурные инверсии, штилевая погода и незначительная (10–20 см) высота снежного покрова. Запас воды в снеге в среднем не превышает 15–20 мм. С высотой на наветренных склонах толщина снежного покрова увеличивается до 50–60 см. Абсолютные минимумы температур – от минус 45 °С на склонах хребтов до минус 60 °С в межгорных котловинах. Преобладание ясной солнечной погоды в конце зимы приводит к быстрому сходу снежного покрова. Часть снега испаряется, не переходя в жидкое состояние, что сокращает количество влаги, поступающей в почву.

Начало теплого сезона (апрель–май) – самое засушливое время года в Забайкалье. Осадков в это время выпадает около 30 мм, а испаряемость увеличивается до 60 мм и более. До 22–25 дней увеличивается число дней с минимальной относительной влажностью (менее 30 %). Летом усиливается циклоническая деятельность, увеличивается облачность, до 13–15 дней в месяц сокращается число безоблачных дней, растет количество осадков. Месячные суммы осадков в июле и августе на разных участках составляют от 75 до 150 мм. В сентябре их количество сокращается в два раза.

Средняя температура июля в котловинах Забайкалья колеблется от +19 до +22 °С, максимальная достигает (+40...+42) °С. Продолжительность периода с температурой выше +10 °С составляет 110–125 дней (в юго-восточной части региона), сумма активных температур – от 1700 до 2100 °С. Севернее (в Становом нагорье) в котловинах средняя июльская температура – от +17 до +19 °С, а на склонах гор, на высоте более 1500 м, не превышает +10 °С. Средняя июльская температура на Северо-Байкальском, Патомском и Олёкмо-Чарском нагорьях составляет (+14...+16) °С. Продолжительность периода с температурами выше +10 °С даже в долинах не превышает 90 дней, а сумма активных температур – 1200 °С.

Низкие зимние температуры воздуха и малоснежье обуславливают глубокое сезонное промерзание грунтов (до 1,5 м и более) и сохранение многолетней мерзлоты, которая в Забайкалье имеет островной характер. Сезонная мерзлота в котловинах полностью протаивает лишь к концу лета. Наличие многолетней мерзлоты в Становом хребте и северных нагорьях обуславливает широкое развитие криогенных процессов: морозного выветривания (в том числе образования курумов), солифлюкции, пучения глинистых грунтов в межгорных котловинах, термокарстовых процессов. Сильные ветры весной и в начале лета при наличии незакрепленных песков в долинах рек Селенга, Чикой, Уда, Баргузин, обуславливают формирование эоловых форм рельефа, в том числе кучевых и бугристых песков.

В хребте Кодар на участках с высотой более 2500 м есть небольшое современное оледенение. Насчитывается до 30 каровых ледников общей площадью около 19 км².

Реки Байкальской горной страны, бассейны которых расположены в южной и юго-восточной ее частях, имеют преимущественно дождевое питание. Реки остальной территории имеют смешанное питание, с преобладанием снегового. В северо-восточной части страны реки замерзают в конце октября, в южной – в конце ноября – в декабре. Период ледостава превышает шесть месяцев. На малых реках в пределах Алданского, Олёкмо-Чарского и Патомского нагорий сток зимой прекращается на 3–4 месяца. В долинах рек, принадлежащих бассейну Лены, обычны наледи. Вскрываются реки в конце апреля – начале мая. Весеннее половодье выражено слабо из-за малого количества снега и запаса воды в нем. Разлив рек происходит летом во время сильных дождей (которые, впрочем, бывают не каждый год) и таяния снега в горах. Уровень воды в реках быстро повышается и быстро спадает.

В юго-восточной части горной страны проходит водораздел между реками, принадлежащими бассейну Северного Ледовитого океана (Селенга, Витим, Олёкма и др.) и несущими свои воды в Амур и далее в Охотское море. Летние паводки на реках бассейна Амура нередко имеют катастрофический характер.

В Прибайкалье и Забайкалье помимо самого Байкала больших озер немного: Гусиное площадью 164 км², Еравнинские, Беклемишевские, Орон, Баунт, Бусани. В более засушливой юго-восточной части региона есть соленые и горько-соленые озера – Барун-Торей, Зун-Торей.

Ландшафтная структура

На территории Байкальской горной страны преобладают горно-таежные ландшафты. На севере и северо-востоке региона они занимают склоны гор до высоты 1200–1500 м, на юге – до высоты 2000 м. Господствуют моховые и лишайниково-моховые лиственничные леса с подлеском из ерника и кедрового стланика на подбурах, мерзлотно-таежных, дерново-подзолистых и подзолистых почвах. В юго-восточной его части Прибайкалья к лиственнице даурской примешиваются ель, кедр сибирский, пихта. В бассейне Селенги и Ингоды, к югу от 52° с. ш., преобладают лиственнично-сосновые и сосновые леса. Привершинные части хребтов в пределах Алданского, Олёмно-Чарского, Патомского и Северо-Байкальского нагорий заняты каменистой горной тундрой, с высоты 1500–1700 м сменяющейся гольцовыми пустынями. Самые высокие участки хребтов в Становом нагорье располагаются в нивально-гляциальном поясе. По речным долинам, расчленяющим северо-восточные склоны нагорья, и многочисленным межгорным впадинам на песках аллювиального и водноледникового происхождения растут сосново-лиственничные леса, местами паркового типа, обычны травяно-сфагновые мари с островами редкостойных лиственничников, кочкарно-осоковые луга.

В Забайкалье по понижениям в бассейнах рек Селенга, Онон и Аргунь проникают степные ландшафты. В растительном покрове преобладают четырехзлаковые степи из ковыля-волосатика, змеевки, тонконога и типчака; обычны житняково-ковыльные и вострецовые ассоциации, пижма. Пологие подножия хребтов обычно занимают разнотравно-типчаково-пижмовые степи на черноземах, сменяющиеся по направлению к наиболее пониженным частям котловин (падей) мелкодерновинно-злаковыми степями на каштановых почвах. Местами встречаются каменистые мелкодерновинно-злаковые типчаково-караганниковые степи. Котловины бессточных соленых озер на правом берегу Онона окаймлены солончаковыми лугами. По песчаным массивам в долинах рек Чикой, Хилок и других растут остепненные сосновые боры, а вдоль рек – ивняково-тополевые леса. По сухим межгорным котловинам, обычно по склонам южной экспозиции, степи проникают к северу до Баргузинской впадины.

Для горных хребтов южной части страны характерна ландшафтная асимметрия. Их северные склоны заняты лесостепью или тайгой, а южные до высоты 800–1000 м – горной степью, выше, до отметок 1200–1300 м, располагаются лесостепные ландшафты, сменяющиеся на верхней границе (если хребты достигают соответствующих высот) парковыми лиственничниками.

Физико-географические области

В пределах Байкальской горной страны по их выраженности в рельефе и ландшафтными особенностями выделяются семь физико-географических областей (рис. 11): Алданская (1), Северо-Байкальская (2), Становая (3), Байкальская (4), Витимская (5), Черско-Олекминская (6), Восточно-Забайкальская (7).

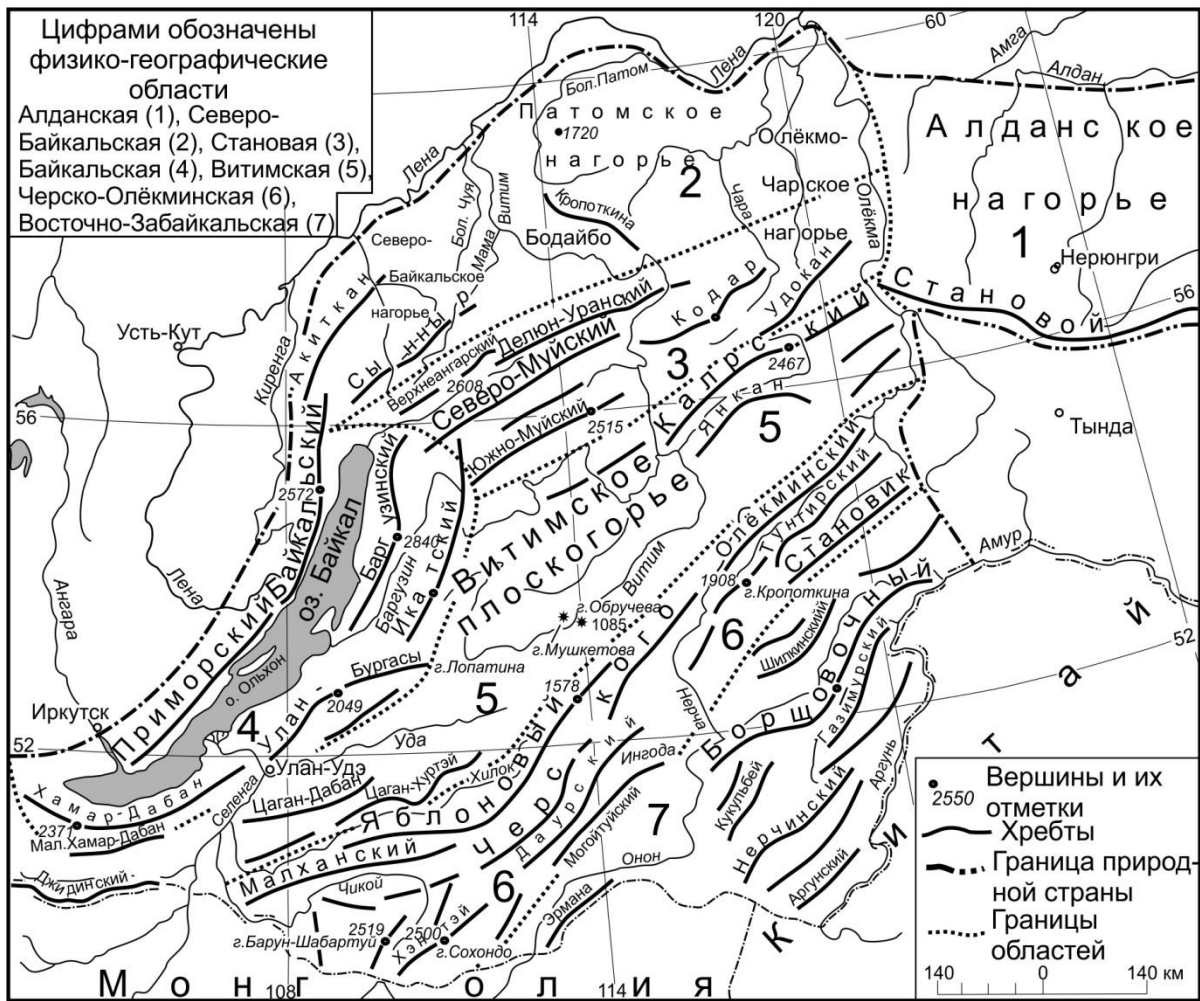


Рис. 11. Физико-географические области Байкальской горной страны

Алданская область (1) включает в себя Становой хребет и примыкающее к нему с севера Алданское нагорье, простирающееся от долины реки Олёкма на западе до долины реки Майя на востоке.

Становой хребет протягивается в широтном направлении на 870 км. Ширина его на разных участках составляет от 30 до 70 км, а сам он представляет собой систему двух (местами трех) параллельных, не везде четко выраженных в рельефе горных цепей. Высота хребта в его западной части равна 1500–1800 м, в восточной – от 1800 до 2258 м. На относительно пониженном западном участке вершины куполовидные или плоские, на более приподнятом восточном рельеф альпинотипный. Здесь преобладают островершинные гребни и пики. В пределах хребта вскрываются интенсивно дислоцированные и метаморфизованные толщи докембрийских и нижнепалеозойских пород, прорванных интрузиями разновозрастных гранитов. Структуры, на которых сформирован хребет, относятся к раннекаледонской складчатости.

Алданское нагорье располагается в пределах Алданского кристаллического щита древней Сибирской платформы, вовлеченного на неотектоническом этапе в сводовое поднятие, протягивающееся от юго-западной оконечности Байкала до долины реки Майя. Его западная часть, располагающаяся в бассейнах

рек Алдан и Тимптон, представляет собой плоскогорье с высотами от 800 до 1000 м, но с отдельными плосковершинными горными массивами, поднимающимися до отметок 1200–1600 м. Центральная часть нагорья, лежащая между долинами рек Тимптон и Учур, имеет среднегорный характер. По площади здесь преобладают среднегорные массивы и хребты с высотами от 1800 до 2230 м (Алдано-Учурский хребет), со следами плейстоценовых оледенений на наиболее приподнятых участках – острыми гребнями, пиками, троговыми долинами. Восточная часть нагорья между Учуром и Маей представляет собой плоскогорье с отметками плосковершинных поверхностей междуречий в интервале высот от 800 до 1000 м, с отдельными горными массивами, поднимающимися до высоты 1500 м. У подножия Станового хребта в районе города Нерюнгри, в верховьях рек Сутам и Гонам, в верховьях реки Алгам у подножия Токинского Становика, в верховьях Учюра располагаются обширные межгорные депрессии с отметками поверхности от 800 до 1000 м, выполненные юрскими и меловыми континентальными, в том числе угленосными, отложениями.

Алданское нагорье расчленено долинами рек, принадлежащих бассейну реки Алдан. Глубина долин составляет от 200 м в верховьях рек до 600–800 м в их среднем и нижнем течении. Долины реки Учур в среднем течении и его притоков Гонам и Гыным, долина реки Май в среднем течении и долины ее притоков имеют ширину по днищу от 5 до 15 км. Преобладающие по площади уплощенные междуречья в бассейнах этих рек являются фрагментами региональной мел-палеогеновой поверхности выравнивания.

Климат Алданской области суровый, особенно в пределах межгорных депрессий. Средние январские температуры от минус 30 до (–38.. –40) °С (в межгорных котловинах). Минимумы температур достигают (–60...–61) °С. Для глубоких долин и межгорных депрессий характерны инверсии температур. Лето умеренно теплое. Средние температуры июля в долинах наиболее крупных рек Алдана, Тимптона, Учюра, Май равны (+15...+17) °С, а на междуречьях, в зависимости от их высоты, – (+14...+10) °С и менее (на высоте более 1500 км). Среднегодовая температура отрицательная – (–7...–11) °С. Как следствие, повсеместно развита сплошная многолетняя мерзлота. Сумма активных температур в более теплых летом долинах достигает 1300–1400 °С, на междуречьях не превышает 1000 °С. Годовая сумма осадков – от 350 до 500 мм, причем до 80 % их приходится на теплый период, в холодное же время года выпадает всего 50–100 мм осадков. Мощность снежного покрова – от 10–20 см в долинах до 50–70 см в горах. Питание рек смешанное. На долю летних осадков приходится 40–50 %, талых снеговых вод – 30–40 %. Доля подземного питания, как и в других районах со сплошной многолетней мерзлотой, не превышает 10 %. В руслах рек обычны наледи. В долинах малых рек зимой сток прекращается совсем.

В пределах области господствуют среднетаежные лиственничные леса из даурской лиственницы. Для междуречий и склонов речных долин характерны лиственничники-зеленомошники, лиственничники с подлеском из ерника или травянисто-кустарниковые. В долинах рек и в межгорных депрессиях присутствуют сфагновые лиственничники с подлеском из кустарниковых берез и ив, обычны багульниково-лиственничные мари. Вблизи верхней границы горно-

таежных лесов доминируют редкостойные предгорьцовые лиственничники, местами с каменной березой и аянской елью, с кедровым стлаником и ольховником в подлеске. На участках с высотами более 1500 м формируются горные тундры.

Северо-Байкальская область (2) включает в себя Северо-Байкальское, Патомское и Олёкмо-Чарское нагорья. С юго-запада на северо-восток она протягивается на 750 км, с севера на юг – на 200 км (Северо-Байкальское нагорье) и на 300 км (Патомское и Олёкмо-Чарское нагорья).

В пределах Северо-Байкальского нагорья средняя высота горных сооружений достигает 1200–1500 м. Небольшие по протяженности хребты и горные массивы имеют плоские и округловершинные поверхности. В более высокой южной части нагорья (в верховьях рек Чая и Мама) хребты поднимаются до 1700–1800 м. Здесь появляются островершинные гребни и пики, ледниковые цирки и кары, образовавшиеся в результате деятельности ледников в плейстоцене. Нагорье сложено протерозойскими, интенсивно метаморфизованными породами: сланцами, гнейсами, прорванными допалеозойскими и палеозойскими интрузиями гранитов, сиенитов, габбро. Криогенное выветривание всех этих пород обуславливает формирование на вершинных поверхностях обширных курумов, сменяющихся на крутых склонах глыбовыми и щебнистыми осыпями.

Междуречье Витима и Олёкмы занимает плосковершинное Патомское нагорье с высотами 1200 – 1500 м. Высшая точка нагорья, гора Лонгдор, достигает отметки 1771 м. Сложено нагорье протерозойскими и кембрийскими (на севере) метаморфизованными породами, прорванными допалеозойскими и палеозойскими интрузиями гранитоидов.

Самое низкое плосковершинное Олёкмо-Чарское нагорье занимает междуречье Чары и Олекмы. В северной, пониженной до 600 до 800 м, его части оно сложено кембрийскими осадочными породами, в южной, приподнятой до высоты 1000–1458 м, расположенной в пределах Алданского щита, – архейскими и протерозойским породами, прорванными протерозойскими интрузиями.

Климат физико-географической области резко континентальный. Средние январские температуры равны (–30...–36) °С. В глубоких межгорных долинах отмечаются температурные инверсии. Минимальные значения температур достигают (–60...–62) °С. Средние температуры июля колеблются от (+10...+13) °С на междуречьях до (+16...+17) °С в долинах. В ясные дни в июле в долинах температура может повышаться до +30 °С и выше. Среднегодовая температура воздуха отрицательная, от минус 7 до минус 11 °С. Среднегодовое количество осадков – 350–500 мм. До 80 % всех осадков выпадает в теплое время года. Толщина снежного покрова в горах составляет 50–70 см.

В Северо-Байкальской физико-географической области доминируют горно-таежные ландшафты. До высоты 1200–1300 м поднимаются лиственничники-зеленомошники с брусникой и багульником в напочвенном покрове на мерзлотно-таежных почвах. На плоских междуречьях леса заболочены. У верхней границы лесов растут подгорьцовые редколесья из лиственницы, местами с кедром, с подлеском из кедрового стланика, с высоты 1400–1500 м сменяющиеся горными тундрами. На западе Северо-Байкальского и Патомского нагорий на склонах долин встречаются массивы кедрово-пихтовой, местами еловой, темнохвойной тайги, на песчаных террасах Витима растут сосновые боры.

Становая область (3) пространственно соответствует Становому нагорью, которое является частью Байкальского сводового поднятия, осложненного впадинами байкальского типа. В пределах области располагаются наиболее высокие горные сооружения Байкальской горной страны, включающие систему горных цепей, вытянутых с запада-юго-запада на восток-северо-восток на 670 км в полосе шириной около 150 км. Площадь горной области – около 100 тыс. км².

В западной части Станового нагорья располагаются хребты Верхнеангарский (2641 м), Делюн-Уранский (2198 м), Северо-Муйский (2493 м), Муяканский (2473 м), Южно-Муйский (3067 м), к востоку от меридионального участка долины Витима – хребты Кодар (3072 м), Калар (2469 м) и Удокан (2561 м). Между Байкальским и Северо-Муйским хребтами располагается Верхнеангарская котловина с отметками поверхности днища от 500 до 600 м, вытянутая на 125 км при ширине от 20 до 30 км; между Муяканским и Южно-Муйским хребтами – узкая, около 10 км, протяженная до 150 км Муйская впадина с отметками поверхности от 500 до 800 м; между хребтами Северо-Муйским и Кодар на севере и Южно-Муйским и Калар на юге лежит Муйско-Куандинская впадина, вытянутая в широтном направлении на 100 км при ширине до 40 км, с отметками поверхности днища от 500 до 800 м, а между хребтами Кодар и Удокан – Чарская впадина, с отметками поверхности днища от 600 до 1000 м, вытянутая в северо-восточном направлении на 100 км при ширине до 30 км.

Хребты, возвышающиеся над днищами межгорных впадин на 1500–2000 м, отличаются альпинотипным обликом. Для них характерны островершинные гребни, пики, крутые склоны, ледниковые цирки, кары, троговые долины, являющиеся результатом деятельности ледников в среднем и позднем плейстоцене. В пределах хребта Кодар есть и современное оледенение. Ледники (каровые, реже долинные, длиной до 2 км) располагаются на северном склоне хребта на высотах более 2500 м. Общая площадь оледенения – около 15 км². Межгорные впадины выполнены ледниковыми, водно-ледниковыми и озерно-аллювиальными отложениями. По периферии впадин, у подножий хребтов, располагаются предгорные коллювиальные и пролювиальные шлейфы, сложенные преимущественно крупнообломочным материалом.

Климат области резко континентальный. Средние январские температуры воздуха во впадинах от минус 29 до минус 35 °С, минимальные – до минус 61 °С. Характерны температурные инверсии. Средние июльские температуры во впадинах – от +18 до +14 °С. Сумма активных температур не превышает 1200–1300 °С. На высотах более 1500 м средняя июльская температура ниже +10 °С. Среднегодовая температура воздуха отрицательная. Повсеместно распространена многолетняя мерзлота. Годовое количество осадков во впадинах – около 300 мм, в высокогорье – до 1000 мм и более. До 80 % осадков приходится на теплое время года. Мощность снежного покрова составляет 30–50 см, на наветренных склонах гор – до 70 см и более. Высота снеговой линии – от 2200–2400 м на склонах северной экспозиции до 2600 м на склонах южной экспозиции.

Питание рек смешанное, около 50 % воды дают дождевые воды, 40–45 % – талые снеговые воды, в том числе летом. Грунтовое питание из-за наличия многолетней мерзлоты не превышает 5–10 %. Ледниковое питание сколько-нибудь существенной роли не играет. В долинах малых и средних рек обычны наледи.

Склоны хребтов заняты горно-таежными лесами, поднимающимися до высоты 1200–1400 м. Преобладает разреженная лиственничная тайга на мерзлотно-таежных почвах, с рододендром даурским, кустарниковыми формами березы и ольхи в подлеске, мхами и лишайниками в напочвенном покрове. По склонам южной экспозиции местами вместе с лиственницей растет сосна. Выше, до 1500 м на склонах северной экспозиции и до 1700 м на склонах южной экспозиции, располагается подгольцовое редколесье с кедровым стлаником в подлеске, сменяющееся горными тундрами. Последние на высотах более 1700–1800 м уступают место горным каменистым пустыням, а на Кодаре на высотах более 2500 м, – ледникам. Днища межгорных впадин на значительной их площади заболочены. Здесь растут сфагновые и зеленомошные лиственничные леса с ерником в подлеске, а на участках, сложенных песками, – сосновые или сосново-лиственничные боры.

Байкальская область (4) вытянута с юго-запада на северо-восток почти на 800 км при ширине от 125 до 250 км. Она включает озеро Байкал и обрамляющие его горные хребты: Приморский и Байкальский с северо-запада, Хамар-Дабан, Улан-Бургасы, Голондинский, Баргузинский и Икатский с юго-востока. К котловине озера Байкал с запада примыкает Тункинская впадина, а в северо-восточной части области в нее открывается вытянутая в том же направлении Баргузинская котловина.

Озеро Байкал – уникальное образование. Это самое большое по объему воды (около 23 тыс. км³) и глубине (до 1637 м) пресноводное озеро на Земле. Ему уже около 30 миллионов лет, а оно по-прежнему «молодое», что связано с высокой тектонической активностью Байкальского рифта. Современная тектоническая активность выражается в тектонических поднятиях и опусканиях дна и берегов Байкала со скоростью до 30 мм в год, землетрясениях силой до 9 баллов. В результате Цаганского землетрясения, произошедшего в январе 1862 года, в устье реки Селенга под воды Байкала опустился участок дельты площадью около 200 км². На месте опустившегося участка образовался залив Провал глубиной до 7 м. В дельте реки Верхняя Ангара после сильного землетрясения 6 августа 1931 года поверхность аллювиальной аккумуляции опустилась на 2,0–2,5 м. Землетрясения на берегах Байкала сопровождаются обвалами и оползнями на склонах хребтов, обрамляющих озеро.

Длина озера – 636 км, максимальная ширина – 79,4 км, площадь – 31,5 тыс. км², урез воды – 456 м, средняя глубина – 730 м. Байкал фактически занимает три котловины: южная протягивается от залива Култук до устья Селенги, средняя располагается между устьем Селенги и Ушканьими островами, северная – от Ушканьих островов до устья Верхней Ангары. Максимальные глубины озера фиксируются в средней котловине. Мощность кайнозойских отложений в Байкальской котловине достигает 5–7 км¹⁴⁸.

В Байкал впадают 336 постоянных водотоков – рек и ручьев. Все вместе они за год вливают в озеро около 58 км³ воды. Половина стока приходится на Селенгу. Такой объем поступающей в озеро воды мог бы обеспечить повышение уровня воды в нем на 1,7–1,8 м. Осадки в виде дождя и снега дают озеру

¹⁴⁸ Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики ...

еще 9 км³ воды. Около 3 км³ воды приходит с подземным стоком. Испарение с поверхности озера составляет 10 км³, река Ангара выносит из Байкала ежегодно 61 км³ воды. В результате уровень воды в озере остается постоянным.

Вода в Байкале ультрапресная, с минерализацией менее 100 мг/л, гидрокарбонатно-кальциевого состава. Температура воды в летние месяцы в поверхностном слое не превышает +10 °С и лишь в мелководных заливах достигает +15 °С, а местами и +19 °С. На глубине более 20 м температура воды не превышает +3,5 °С. Осенью вода охлаждается очень медленно, замерзает Байкал в конце декабря – начале января, а вскрывается лишь в середине мая. Как следствие, осень на берегах озера относительно теплая, а весна холодная.

Климат Байкала и его побережья отличается более мягкой зимой, чем на сопредельных горных территориях, и более прохладным летом. Из-за этого создается специфический ветровой режим: зимой по долинам воздух перемещается в сторону озера, летом – в сторону гор. Поздней осенью и в начале зимы, когда озеро еще не покрыто льдом, по долинам к нему направляются мощные воздушные потоки. Усиливаются ветры западных румбов. К ним, в частности, относится сарма, достигающая ураганной скорости. Возникают продольные ветры – верховик в северо-восточной части озера и култук в юго-восточной. Для средней части озера характерны поперечные ветры, в том числе баргузин.

Климат горных районов Байкальской области континентальный. Средние температуры января – (–20...–25) °С. Средняя температура июля меняется от +10 °С на высотах около 1500 м до +17 °С на побережье озера и в речных долинах. Сумма активных температур в долинах достигает 1400–1600 °С. Западные склоны хребтов, обрамляющих Байкал, получают осадков до 900 мм и более, восточные – в два раза меньше. В Баргузинской котловине январские температуры опускаются до (–28...–31) °С, средние июльские температуры достигают (+18...+19) °С. Годовое количество осадков не превышает 350 мм.

Склоны хребтов, окаймляющих озеро Байкал, на большей их части покрыты лиственничными лесами и сосновыми борами. На склонах западной экспозиции Байкальского и Баргузинского хребтов, получающих большее количество осадков и, как следствие, более увлажненных, доминирует темнохвойная горная тайга из пихты и кедра на горно-подзолистых почвах, а по речным долинам – из ели, поднимающаяся до высоты 1100–1300 м. Напочвенный покров здесь образован гипновыми мхами и теневыносливым разнотравьем – майником, плауном, грушанками, кислицей. В западной части хребта Хамар-Дабан и на склонах хребта Улан-Бургасы на оподзоленных почвах растут кедрово-лиственничные и кедровые местами заболоченные леса с подлеском из круглолистной березки, багульника и голубики.

Для Баргузинской котловины характерны степные и лесостепные ландшафты. На преобладающих здесь песчаных южных черноземах и темно-каштановых почвах распространены злаково-мелкодерновинные и змеёвково-тырсовые степи. Среди злаков, главным образом тонконога, мятлика, обманчивого ковыля, змеёвки и востреца, здесь встречаются полынь, чабрец, карагана и немногочисленные представители разнотравья. Над степными участками выше по склонам

располагаются массивы лиственнично-березовых лесов и сосновые боры, чередующиеся со степными участками. Участки степей встречаются в Тункинской и Торской котловинах, а также на острове Ольхон. В долине реки Джиды, как и в Баргузинской котловине, на южном склоне хребта Малый Хамар-Дабан степные ландшафты сменяются лесостепными, поднимающимися до высоты 1400 м.

Вблизи верхней границы горно-таежного пояса, на высотах от 1100 м на севере Байкальского хребта и 2000 м на Хамар-Дабане, леса сильно редуют и сменяются предгольцовым редколесьем, в котором низкорослые кедры соседствуют с кедровым стлаником, круглолистной березкой и ольховником.

Самые высокие хребты в северной половине Прибайкалья располагаются в гольцовом поясе, где господствуют дриадово-лишайниковые и кустарниковые горные тундры. На Хамар-Дабане и Баргузинском хребте, где выпадает особенно много осадков, на тех же высотах формируются субальпийские и альпийские луга.

Витимская область (5) располагается между прибайкальскими хребтами Хамар-Дабан, Улан-Бургасы, Баргузинский, Икатский на северо-западе и Малханским, Яблоновым, Черского и Олекминским Становиком на юго-востоке. Она занимает Витимское плоскогорье, а также примыкающую к нему с юго-запада низкогорную часть бассейна реки Селенги и протягивается с юго-запада на северо-восток на 1150 км при ширине от 100 до 200 км. От сопредельных областей отличается выровненностью междуречных пространств, меньшими абсолютными высотами плосковершинных пологосклонных хребтов, наличием обширных межгорных депрессий. В бассейне Селенги, представленном в этой его части реками Уда, Хилок, Чикой и их притоками, выделяются хребты Цаган-Дабан (1425 м), Заганский (1369 м), Цаган-Хуртэй (1579 м), Худанский (1324 м), Курбинский (1777 м) и разделяющие их котловины – Гусиноозерская, Удинская, Худунская, Хилокская и другие, с отметками поверхности от 550–600 м (Гусиноозерская) до 800–900 м (Удинская). Витимское плоскогорье дренируется рекой Витим и ее притоками: левыми – реками Большой Амалат и Ципа и правыми – реками Холой, Конда, Каренга, Калакан, Калар. Вершинные поверхности междуречий на Витимском плоскогорье располагаются в основном на отметках от 1200 до 1500 м. В бассейне реки Ципы высота изолированных друг от друга горных массивов достигает 1800–2200 м, а на междуречье Ципы и Олёмкы – 2503 м. Относительная глубина долин Витима и его притоков меняется от 50 до 250 м. Сами долины располагаются в пределах линейных депрессий шириной от 10 до 30 км и более, вытянутых с юго-запада на северо-восток, с отметками поверхности днищ от 950–1000 до 1200 м.

И приселенгинская, и витимская части горной области сложены в основном гранитоидами докембрийского и палеозойского возраста, а также сильно метаморфизованными отложениями протерозоя и нижнего палеозоя. В пределах многочисленных мезозойских и кайнозойских прогибов, наложенных на древние структуры и ориентированных в северо-восточном направлении, залегают литифицированные и рыхлые мезозойские (триасовые и юрские) и кайнозойские (неогеновые и четвертичные) континентальные отложения. На ряде участков, в том числе на левобережье Витима, залегают базальты неогенового возраста.

Климат Витимской области континентальный. Средние температуры января на разных участках колеблются от минус 21 до минус 36 °С, минимальные температуры в приселенгинской ее части опускаются до минус 53 °С, в витимской (по депрессиям) – до минус 61 °С. Средние температуры июля на междуречьях составляют от +14 до +17 °С, в депрессиях поднимаются до +19 °С при максимумах до +40 °С. Сумма активных температур на междуречьях не превышает 1200 °С, в депрессиях доходит до 1700 °С. Заморозки отмечаются в течение всего лета. Среднегодовые температуры воздуха повсеместно отрицательные. Как следствие, почти повсеместно распространена многолетняя мерзлота, оттаивающая летом на глубину до 1,5 м. Годовая сумма осадков – от 240 до 400 мм. До 60–85 % всех осадков выпадает в теплое время года, главным образом, во вторую половину лета. Мощность снежного покрова – от 15 до 40 см. Из-за большого дефицита влаги в воздухе часть снега в марте – апреле испаряется, не переходя в жидкое состояние.

Главную роль в питании рек играют дождевые воды. Весеннее половодье в связи с малой мощностью снежного покрова выражено слабо или вовсе отсутствует. Наиболее высокий расход воды в реках и их разливы отмечаются во второй половине лета и связаны с выпадающими в это время обильными дождями. В среднем на июль–август приходится 35–45 % годового стока. Зимой малые и средние реки промерзают до дна. Сток за декабрь–февраль не превышает 3 % среднегодового.

В бассейне реки Витим и по долинам, и на междуречьях преобладают таежные леса из даурской лиственницы с подлеском из кустарниковой березки и даурского рододендрона на горно-таежных железистых почвах. Встречаются и участки заболоченных лесов с густым моховым покровом, зарослями багульника и голубики. По днищам долин и межгорных котловин на заболоченных участках распространены заросли низкорослой березки и ивы. В Еравнинской котловине по берегам озер на высотах от 950 до 1000 м сформировались лесостепные ландшафты. Здесь березовые колки с подлеском из кустарниковой березки чередуются со злаково-разнотравными степями.

В приселенгинской части области наряду с лиственничной тайгой из даурской лиственницы с подлеском либо из ерника и рододендрона, либо ольховника и кустарничками голубики, брусники, багульника, растут сосновые и сосново-лиственничные леса с преобладанием в подлеске шиповника либо без подлеска, с травяным покровом, в составе которого много степных видов. Межгорные понижения здесь заняты степными и лесостепными ландшафтами. Селенгинская и Удинская котловины заняты сухими злаковыми степями с разреженным растительным покровом на каменистых почвах. По южным склонам горных массивов степи поднимаются до высоты 800–900 м. Основу травостоя составляют злаки: тонконог, типчак, тырса, змеёвка. Вблизи верхней границы горных степей они становятся злаково-разнотравными, а затем сменяются лесостепными ландшафтами, которые поднимаются по склонам до отметок 1000–1200 м. Здесь наряду со злаково-разнотравными степями появляются перелески из сосны, лиственницы, березы и осины, с напочвенным покровом из лугово-лесных и степных травянистых растений. Такие перелески занимают и склоны северной экспозиции.

Приселенгинский участок Витимской области довольно плотно заселен. Межгорные котловины на больших площадях распаханы. Нераспаханные участки используются как пастбища и сенокосы.

Черско-Олёкминская область (б) вытянута с юго-запада, от границы с Монголией, на северо-восток, до водораздела Олёкмы и Гилюя, почти на 1300 км при ширине от 100 до 200 км и включает систему ориентированных в том же направлении преимущественно среднегорных хребтов и разделяющих их межгорных депрессий. Эта среднегорная область отделяет Витимское плоскогорье и Приселенгинское низкогорье от низкогорий юго-восточного Забайкалья. По северо-западной периферии области, сменяя друг друга, протягиваются хребты Малханский (1714 м) и Яблоновый (1578 м). Юго-восточнее параллельно Яблоновому хребту за Ингодинской депрессией протягивается хребет Черского (1644 м). Далее к северо-востоку его сменяют хребты Муройский (1908 м) и Олёкминский Становик (1845 м). По юго-восточной периферии области располагаются хребты Становик (1916 м), Могойтуйский (1662 м), Даурский (1521 м), Хорьковский (1584 м), Черомный (1431 м), Западный Люндор (1600 м), Урушинский (1500 м), Джелтулинский Становик (1601 м). Между Олёкминским Становиком и Тунгирским хребтом располагается Олёкминская депрессия, между Тунгирским хребтом, с одной стороны, и Черомным хребтом, Западным Люндором, Джелтулинским Становиком, с другой, – Тунгирская депрессия.

В юго-западной части области располагается горный узел, в пределах которого горные сооружения достигают максимальных для данной области высотных отметок: Мензинский хребет (2009 м), Асинский хребет (2071 м), Чиконский хребет (2519 м), Читангинский хребет с Кумыльским Гольцом (2350 м) и гольцом Сохондо (2500 м). Между этим горным узлом и Малханским хребтом в юго-западном направлении протягивается Чикойская депрессия.

Для всех среднегорных хребтов, в том числе наиболее высоких, характерны плоские или округлые вершинные поверхности. Склоны хребтов расчленены глубоко, от 100 до 500 м, врезанными узкими долинами. Линейные межгорные депрессии имеют ширину от 10–20 км (Чикойская впадина) до 30–40 км (Тунгирская и Олёкминская). Поверхность днищ депрессий располагается на отметках преимущественно от 800 до 1000 м.

Территория области сложена архейско-протерозойскими, протерозойскими и палеозойскими породами, прорванными интрузиями гранитоидов палеозойского и мезозойского возраста. В пределах наложенных на допалеозойские и палеозойские структуры мезозойских прогибов залегают континентальные юрские и меловые отложения, представленные конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами.

В межгорных долинах и депрессиях средние январские температуры воздуха составляют на юго-западе области (–22...–27) °С, на северо-востоке – (–27...–33) °С при минимальных температурах (–55...–60) °С. Средние температуры июля в долинах и депрессиях колеблются соответственно от +18 до +13 °С, максимальные достигают (+30...+35) °С. Сумма активных температур – 1400–1200 °С. Среднегодовые температуры воздуха отрицательные. Почти повсеместно распространена многолетняя мерзлота. В течение года выпадает от 300 до 500 мм осадков,

из которых 300–450 мм приходится на теплое время года. Мощность снежного покрова в долинах и межгорных депрессиях составляет 20–25 см, на склонах хребтов – до 40–50 см.

В наиболее приподнятой юго-западной части области преобладают ландшафты горной тайги. В нижних и средних частях склонов северной экспозиции преобладают кедрово-лиственничные рододендровые леса, сменяющиеся выше кедровыми лесами на оподзоленных почвах, а на высоте 1700–1800 м – подгольцовым редколесьем с зарослями кедрового стланика. На участках хребтов с отметками более 1900 м располагаются горные тундры. Для склонов хребтов южной экспозиции более характерны парковые лиственничники. По межгорным депрессиям распространены сосновые боры на подзолистых или серых лесных почвах, чередующиеся со степными участками.

В расположенной северо-восточнее относительно менее высокой части области повсеместно преобладает горная лиственничная тайга с подлеском из ерника или ольховника на горно-таежных оподзоленных почвах. Только наиболее высокие участки хребтов с отметками более 1500 м заняты подгольцовыми редколесьями, а на высотах более 1700 м – горными тундрами. Для речных долин характерны заросли ерника. В долинах рек Тунгир и Нюкжа встречаются типичные для Приамурья кочковатые пушицево-осоковые мари и багульниковые лиственничники.

Восточно-Забайкальская область (7) расположена в бассейне реки Амур, образованном в данной его части реками Шилка и Аргунь и их притоками. Это наиболее пониженная часть Байкальской страны. Урез воды в Амуре при слиянии Шилки и Аргуни составляет около 300 м, самые высокие вершины в пределах горных массивов не достигают и 1500 м. Основные горные сооружения – пологосклонные, плоско- и округловершинные хребты Эрмана (1433 м), Борщовочный (1498 м), Алеурский (1000 м), Собачкин (1324 м), Шилкинский (1066 м), Ононский (1323 м), Кукульбей (1339 м), Нерчинский (1447 м), Урюмканский (1298 м), Газимурский (1238 м), Кличкинский (1252 м), Аргунский (1122 м) – занимают менее половины всей площади горной области. На юге горные сооружения приобретают облик мелкосопочника. Остальная часть области – это ровные или волнисто-увалистые поверхности межгорных депрессий с невысокими останцами, сложенными коренными породами, с отметками в ее юго-западной части преимущественно от 600 до 1000 м, в северо-восточной – от 400 до 600 м.

В тектоническом отношении Восточное Забайкалье относится к области мезозойской складчатости. Литогенную основу составляют комплексы пород допалеозойского, палеозойского и мезозойского возраста, прорванных интрузиями гранитов. В межгорных депрессиях залегают толщи кайнозойских (неоген-четвертичных) преимущественно аллювиальных, озерно-аллювиальных и пролювиальных, отложений мощностью от нескольких метров до 1100 м и более.

Область отличается резко континентальным, сухим климатом. Зима холодная, малоснежная. Средние температуры января в разных ее частях колеблются от минус 27 до минус 35 °С. Минимальные температуры достигают (–55...–57) °С. Лето теплое, на южных равнинах – жаркое. Средние температуры июля составляют +15 °С на горных массивах и (+21...+22) °С по депрессиям на юге области.

Сумма активных температур в верховьях Аргуни достигает 2100 °С. Средние годовые температуры воздуха отрицательные. Как следствие, распространена островная мерзлота. Глубина сезонного протаивания достигает 1,5–2,5 м. Годовая сумма осадков – 250–400 мм, из них во второй половине лета в виде дождя выпадает 230–350 мм. Мощность снежного покрова не превышает 20 см.

Речная сеть редкая. В южной части области, на междуречье Онона и Аргуни, располагаются обширные бессточные участки. Многие малые реки летом пересыхают, а зимой промерзают до дна. Из-за малого количества снега весеннее половодье выражено слабо, а на многих реках и вовсе отсутствует. Максимальный расход воды отмечается во второй половине лета и связан с интенсивными дождями, поэтому на июль–август приходится 40–60 % годового стока. Зимний сток наиболее крупных рек области не превышает 5 % годового.

Озера малочисленны и располагаются в основном на юго-западе области, на междуречье Онона и Аргуни, в пределах бессточных участков. Все они в той или иной мере засолены.

В отличие от других областей Байкальской горной страны, по площади здесь преобладают лесостепи и степи, занимающие не только равнинные участки, но и склоны хребтов южной экспозиции, а также их выровненные вершинные поверхности. Большие площади занимают «четырёхзлаковые», мелкозлаковые, пижмовые и разреженные полынные степи на каштановых почвах. В Борзинской степи, в частности, в районе соленых Торейских озер, встречаются крупные солончаки и солончаковые луга. Для луговых степей и остепненных лугов, располагающихся по склонам хребтов и на относительно более приподнятых участках межгорных равнин, характерны вострецовые, ломоносовые и «зонтичные» степи. К понижениям и падам приурочены луга с господством лилейных. В лесостепных перелесках преобладают береза и осина, под пологом которых растут березка Гмелина, спирея, ивы. Массивы песков занимают сосновые боры. Горнотажные лиственничные леса характерны для склонов хребтов северной экспозиции. На северо-востоке, в Приамурской части области, появляются монгольский дуб, черная береза, разнолистная лещина, местами ильм. Монгольский дуб встречается и южнее. Обширная, на 1747 га, дубрава располагается в Газимурско-Заводском районе Забайкальского края.

Особенности освоения региона

Сельскохозяйственные угодья в Байкальской горной области в совокупности занимают 108770 км², что составляет около 7,8 % всей территории. Пашня при этом занимает всего 19140 км² (1,3 % всей площади), остальная часть сельхозугодий приходится на пастбища и сенокосы.

В Забайкальском крае находятся крупные месторождения каменного и бурого углей, в частности, Апсатское месторождение, разведанные запасы которого составляют соответственно 977 млн т и 2,3 млрд т. Есть медь, вольфрам,

олово, сурьма, литий, цеолиты, графит. Здесь сосредоточены 48 % балансовых запасов российского цинка, 24 % свинца, 37 % молибдена, 27 % вольфрама. Имеются 247 месторождений золота, в том числе 228 – россыпного.

Особо охраняемые территории

В пределах Байкальской горной страны в настоящее время функционируют семь заповедников: Байкальский, Байкало-Ленский, Баргузинский, Витимский, Даурский, Джергинский и Сохондинский общей площадью 20416 км² (примерно 1,4 % всей территории горной страны) и три национальных парка: Прибайкальский, Забайкальский, Тункинский общей площадью 18698 км².

Баргузинский государственный природный биосферный заповедник – старейший в России. Создан он был 29 декабря (11 января по новому стилю) 1916 года как Баргузинский соболиный заповедник для сохранения и увеличения численности соболя. Начиная с 1997 года день образования заповедника отмечается в РФ как день заповедников и национальных парков. Заповедник расположен на западном макросклоне Баргузинского хребта и включает часть акватории озера Байкал. В настоящее время площадь заповедника составляет 3743 км², из которых 150 км² приходится на озеро Байкал.

Байкальский государственный природный биосферный заповедник создан в 1969 году. Его площадь равна 1657 км². Расположен заповедник в пределах хребта Хамар-Дабан. Изначально он проектировался как комплексный экосистемный заповедник, и одной из важнейших его задач стала охрана ненарушенных кедровых лесов. В настоящее время заповедник служит эталонной территорией для оценки воздействия выбросов промышленных предприятий на лесные экосистемы.

Байкало-Ленский государственный природный заповедник основан в 1986 году. Располагается на северо-западном побережье Байкала. Вытянут вдоль побережья на 120 км при средней ширине около 65 км. Площадь заповедника – 6599 км².

Витимский заповедник площадью 5858 км² создан в 1982 году с целью сохранения эталонного участка горно-таежных ландшафтов Северного Забайкалья. Расположен в 240 км от районного центра города Бодайбо вверх по течению Витима, на его правобережье, на стыке республики Бурятия, Забайкальского края и Иркутской области.

Даурский государственный природный биосферный заповедник площадью 458 км² создан в 1987 году в основном для охраны птичьих гнездовий. Включает степные, водно-болотные, озерные и лесные ландшафты.

Джергинский государственный природный заповедник расположен в верховьях реки Баргузин, на стыке трех горных хребтов – Баргузинского, Икатского и Южно-Муйского. Занимает Амутскую котловину с примыкающими к ней склонами хребтов. Площадь заповедника – 2381 км².

Сохондинский государственный природный биосферный заповедник площадью 2109,88 км² создан в 1973 году. Занимает наиболее возвышенную часть Хэнтэй-Чикойского нагорья с гольцовым массивом Сохондо.

Прибайкальский национальный парк организован в 1986 году на площади 4172,97 км². Его территория в виде узкой полосы длиной 470 км протягивается вдоль западного побережья Байкала от поселка Култук на юге до мыса Кочериковский на севере, занимает восточный склон Приморского хребта, южную часть Олхинского плато, бассейн реки Большая Речка, а также остров Ольхон.

Забайкальский национальный парк основан в 1986 году на площади 2690 км². В границах парка располагаются Святоносский хребет, Баргузинский хребет (частично), Чивыркуйский перешеек и Ушканьи острова.

Тункинский национальный парк площадью 11836,62 км² создан в целях охраны и рекреационного использования малонарушенных экосистем Тункинской котловины (от степей до горных тундр). Расположен в Тункинском районе республики Бурятия, занимает Тункинскую котловину и склоны примыкающих к ней хребтов.

В 1996 году озеро Байкал ЮНЕСКО было включено в число объектов Всемирного природного наследия. В предварительный список объектов природного наследия России включены Даурские степи.

5.11. АЛТАЙСКО-САЯНСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА

Алтайско-Саянская горная страна включает в себя горные системы Алтая, Кузнецкого Алатау, Салаира, Горной Шории, Западного Саяна и Восточного Саяна, Тувы и разделяющие их обширные межгорные впадины. От Колыванского хребта на западе Алтая до Тункинских гольцов в Восточном Саяне она протягивается на 1500 км в полосе шириной от 200 до 600 км, между 48° с. ш. и 55° с. ш. На западе и севере горные сооружения Алтая и Саян отделены от Западно-Сибирской равнины четко выраженными тектоническими уступами относительной высотой от десятков до сотен метров. Приподнятые над пластовыми денудационными и аккумулятивными мезо-кайнозойскими равнинами южной периферии Западно-Сибирской плиты участки горных сооружений сложены комплексами интенсивно дислоцированных пород палеозойского и протерозойского возраста. В качестве юго-западного и западного рубежей горной страны принимается государственная граница РФ с Казахстаном и Монголией. На востоке от Байкальской горной страны Алтайско-Саянская горная страна отделена Тункинской котловиной. В этих границах ее площадь составляет около 600 тыс. км². Вблизи ее южной границы на территории РФ, за исключением участка Прихубсугуля, расположенного в Монголии, проходит водораздел между бассейнами рек Обь и Енисей, несущих свои воды на север в Карское море, и реками, текущими на юг, в бессточный бассейн Центральной Азии.

Рельеф и геологическое строение

Горные сооружения Алтайско-Саянской страны – это возрожденные складчато-глыбовые горы. В конце мела и в палеогене на большей части Алтайско-

Саянского складчатого пояса, включающего структуры байкальского, каледонского и герцинского возраста, сформировался пенеплен. Неотектоническая активизация в неоген-четвертичное время обусловила образование обширных сводовых поднятий, разбитых радиальными и концентрическими разломами на отдельные глыбы, испытывавшие разноамплитудные, а в отдельных случаях и разнонаправленные, движения. Как следствие, в регионе преобладают морфоструктуры блокового типа, в том числе горсты и грабены. В пределах приподнятых блоков, выраженных в современном рельефе хребтами, широкое распространение имеют фрагменты мел-палеогеновой поверхности выравнивания, в грабенах сформировались толщи неоген-четвертичных континентальных отложений разной мощности.

Особое место в рельефе ландшафтной страны занимают обширные межгорные впадины – Кузнецкая, Минусинские и Тувинские, которые унаследовано, хотя и с перерывами, развиваются с палеозоя. В неоген-четвертичное время они служили ареной аккумуляции рыхлых отложений, формировавшихся за счет сноса продуктов выветривания реками и ледниками с соседних воздымавшихся хребтов. Местами, как, например, в Тоджинской котловине, накапливались продукты вулканической деятельности.

Орографический план горной страны весьма сложен. Горные хребты и их системы, обособившиеся на неотектоническом этапе, имеют разное простираие. Горная система Западного Саяна протягивается в субширотном направлении и подходит под углом к горной системе Восточного Саяна, ориентированного с северо-запада на юго-восток. Тупой угол между собой образуют хребты Западный Танну-Ола, протягивающийся в северо-восточном направлении, и Восточный Танну-Ола, уходящий в юго-восточном направлении. Салаирский кряж и Кузнецкий Алатау, обрамляющие Кузнецкую котловину с запада и с востока, вытянуты параллельно друг другу в северо-западном направлении. В горной системе Алтая хребты расходятся веером, открытым к северо-западу. При этом самый южный из хребтов, Сайлюгем, протягивается в широтном направлении, а самый восточный, Шапшальский, – в меридиональном. Значительные площади в горных системах занимают плоскогорья и нагорья, в том числе Восточно-Тувинское, Сенгилен, Чульшманское, плато Укок.

Во всех горных системах, за исключением Салаира и Кузнецкого Алатау, есть хребты, превышающие высоту 3000 м. Наиболее высокие из них располагаются в пределах Юго-Восточного и Центрального Алтая. Это хребты Катунский (на нем находится высшая точка всей Сибири – гора Белуха, 4506 м), Северо-Чуйский (4173 м), Южно-Чуйский (3960 м), Сайлюгем (4082 м), Курайский (3412 м), Шапшальский (3608 м). В Западном Саяне в пределах Алашского плато гора Монгулек поднимается до отметки 3485 м, гора Кызыл-Тайга – до отметки 3121 м. В Туве хребет Западный Танну-Ола поднимается до высоты 3056 м, хребет Сенгилен – до 3276 м. В Восточном Саяне хребет Большой Саян достигает отметки 3491 м, Китойские Гольцы – 3319 м, Тункинские Гольцы – 3284 м.

На всех участках горных систем, где высота хребтов превышает 2600 м, четвертичные оледенения сформировали альпинотипный рельеф. В пределах наиболее высоких хребтов – Катунского, Северо- и Южно-Чуйских, Сайлюгем, в горном массиве Мугур-Аксы – есть современные ледники.

Ведущую роль в преобразовании рельефа в альпинотипном высокогорье в настоящее время играют процессы нивации, морозного выветривания, обваливания, осыпания, солифлюкции.

Наиболее типичны для Алтайско-Саянской страны среднегорные хребты, горные массивы и нагорья с высотами от 1500 до 2500 м, для которых характерно наличие фрагментов мел-палеогеновой поверхности выравнивания. В одних случаях это плосковершинные поверхности хребтов, в других – обширные плато и плоскогорья с остатками древней эрозионной сети, местами и аллювиальных палеогеновых отложений. Обычны плейстоценовые ледниковые отложения, фиксирующие наличие на плато и нагорьях в среднем и позднем плейстоцене полупокровного или даже покровного оледенения. В среднегорье повсеместно распространена многолетняя мерзлота. Как следствие, широкое развитие здесь имеют процессы солифлюкции. Криогенное выветривание на кристаллических породах приводит к накоплению щебнисто-глыбового материала.

Современные водотоки в пределах плато и плоскогорий часто используют сохранившиеся фрагменты палеогеновых долин. Эрозия здесь ослаблена. Склоны среднегорных хребтов и массивов, плато и плоскогорий прорезаны глубокими, узкими, крутосклонными долинами, в том числе троговыми, осложнены карами и цирками, оставшимися от древних ледников. На крутых склонах долин и ледниковых цирков активно развиваются процессы физического, в том числе криогенного, выветривания, происходят обваливание и осыпание обломочного материала.

Низкогорные сооружения с высотами до 1000 м располагаются по западной и северной перифериям горной страны, а также по окраинам межгорных впадин (Кузнецкой, Минусинской, Тувинских). Склоны горных хребтов и массивов здесь выположены и, как правило, покрыты сплошным чехлом рыхлых щебнисто-суглинистых образований. К подножиям склонов примыкают коллювиально-пролювиально-делювиальные шлейфы шириной от десятков до сотен метров.

Межгорные котловины занимают разное гипсометрическое положение. Днища их располагаются на отметках от 300–600 м (Кузнецкая, Сыдо-Ербинская, Минусинская) до 1500 м и выше (Тоджинская, Чуйская). С поверхности в котловинах с отметками днищ менее 600 м залегают покровные суглинки, аллювиальные, а у подножий гор – пролювиальные и делювиальные – отложения, в котловинах с отметками днищ более 1000 м – аллювиальные, ледниковые и водно-ледниковые отложения.

Климат и связанные с ним природные явления

Климат Алтайско-Саянской горной страны континентальный, что определяется ее положением в центре громадного материка Евразия, на максимальном удалении от океанов. Для тех широт, на которых располагается горная страна (между 48 и 55° с. ш.), он достаточно суров. Средняя январская температура воздуха составляет от (–17...–20) °С в западных предгорьях Алтая до (–30...–32) °С в межгорных котловинах. Средние июльские температуры воздуха в предгорьях

Алтая на высотах до 500 м составляют (+19...+22) °С, на высотах около 1000 м на Алтае и в Саянах не превышают (+14...+16) °С, а на высотах около 2000 м они ниже +10 °С. Наиболее теплыми районами летом наряду с предгорьями являются межгорные котловины. Средние июльские температуры в них в зависимости от их высотного положения составляют от (+18...+20) °С в Кузнецкой и Минусинской котловинах до (+13...+15) °С в Чуйской и Тоджинской. Максимальные температуры воздуха в котловинах достигают +35 и даже +40 °С (котловина озера Убсу-Нур). Сумма активных температур в западных предгорьях Алтая до высоты 500 м достигает 2400 °С, в Кузнецкой и Минусинской котловинах не превышает 1900 °С, в Улугхемской котловине в Туве – 1700–2100 °С. Амплитуда годовых температур в горах меньше, чем в межгорных котловинах, где она может достигать 50–55 °С.

Среднегодовые температуры воздуха на большей части Алтайско-Саянской горной страны на высотах более 1000 м отрицательные. Как следствие, здесь широко распространена многолетняя мерзлота. Отсутствует она лишь в западных и северо-западных районах Алтая на высотах ниже 2000 м, на Салаире, а также в пределах Кузнецкой, Чулымо-Енисейской, Сыдо-Ербинской и Минусинской котловин.

Осадки в пределах горной страны распределяются крайне неравномерно. На западных хребтах Алтая – Коксуйском и Листвяге – первыми встречающих западные и северо-западные циклоны, в интервале высот от 1500 до 2000 м выпадает 1200–1500 мм осадков, в западной части Катунского хребта – 2500 мм. В Восточном Саяне на тех же высотах осадков выпадает в 2–3 раза меньше. В межгорных котловинах количество осадков убывает до 300–200 мм, а в Хемчикской и Убсу-Нурской котловинах их меньше 200 мм. Основная часть осадков, до 80 % их годовой суммы, выпадает в течение теплого периода. Зимой значительное количество осадков выпадает лишь на северо-западных и западных склонах хребтов. Мощность снежного покрова здесь достигает 1 м и более. На восточных, юго-восточных и южных склонах хребтов, а также в межгорных котловинах снега выпадает мало и мощность снежного покрова, как правило, не превышает 20 см. Климатическая снеговая линия на западе Алтая (хребты Коксуйский, Ивановский, Листвяга) располагается на высотах 2300–2400 м, в пределах Катунского хребта – 2700–3000 м, на юго-востоке Алтая и в Саянах – 3100–3400 м. Общая площадь современного оледенения на Алтае (хребты Катунский, Северо- и Южно-Чуйские, Курайский, Чихачева) достигает 910 км², в Саянах (массив Мунку-Сардык) – 25 км², в Кузнецком Алатау – менее 7 км². Встречаются ледники разных типов: долинные, каровые, висячие, с плоскими вершинами. Наиболее крупный центр современного оледенения располагается на Катунском хребте. Здесь насчитывается 342 ледника.

В пределах Алтайско-Саянской горной страны находятся истоки крупнейших рек нашей страны – Оби и Енисея. Питание рек, главным образом, снеговое и дождевое, при незначительной доле подземного питания, а для верховьев Катунни – и ледникового (в летнее время). Чем выше горные сооружения, тем больше доля снегового питания. Реки, берущие свое начало в высокогорье, отлича-

ются растянутым половодьем. На теплое время года приходится 80–90 % годового стока. Зимой в верхних звеньях речной сети сток прекращается.

В регионе насчитывается более 3000 озер, занимающих котловины разного генезиса. Наиболее крупные из них – Телецкое (пресное) и Убсу-Нур (соленое) – располагаются в тектонических впадинах. Основная часть озер занимает котловины ледникового происхождения – ледниковые цирки либо участки троговых долин за конечно-моренными грядами. Особенно много таких озер в верховьях реки Бий-Хем в пределах Тоджинской котловины.

Ландшафтная структура

Основную часть территории занимают горно-таежные ландшафты. Преобладают хвойные леса на горно-лесных почвах: бурых таежных, подбурах, подзолистых, кислых неоподзоленных. В окраинных, наиболее увлажненных, частях горных сооружений распространена темнохвойная тайга из ели, пихты, кедра. В северо-западной части Алтая произрастают осиново-пихтовые леса – так называемая черневая тайга. Во внутренних районах горных сооружений, отличающихся большей сухостью, преобладают лиственничные леса, а в еще более сухих межгорных котловинах – дерновинно-злаковые степи на обыкновенных и выщелоченных черноземах, в Чуйской и Тувинской котловинах – опустыненные степи на каштановых почвах.

Практически повсеместно хорошо выражена высотная поясность ландшафтов. В зависимости от высоты горных сооружений и их положения в пределах горной страны выделяется от одного (горно-степного или горно-таежного) до четырех ландшафтных поясов: горно-степного; горно-лесного; субальпийских, альпийских лугов и горных тундр; нивально-гляциального. Весьма существенно влияние экспозиции склона. На наветренных склонах горно-таежный пояс представлен темнохвойной тайгой из ели, пихты и кедра (в верхней его части), местами черневой тайгой, на подветренных склонах преобладают лиственничные и кедрово-лиственничные леса (у верхней границы лесной растительности). В наиболее сухих внутригорных районах, например на Юго-Восточном Алтае, горно-лесной пояс местами выклинивается и горные степи сменяются горными тундрами. В зоне сочленения горных степей и горных тундр формируются горные тундростепи (хребет Сайлюгем, плато Укок).

Ландшафтная структура большинства межгорных котловин имеет концентрический рисунок. Самое низкое положение занимают гидроморфные, местами галофитные местности, переходящие по мере удаления от центральных частей котловин в степные и сухостепные местности с каменистой степью в пределах мелкосопочника и гряд коренных пород и далее, в предгорьях, сменяющиеся участками лесостепи и горными, главным образом лиственничными, лесами. Естественная ландшафтная структура межгорных котловин почти повсеместно изменена человеком. Плодородные черноземные почвы Кузнецкой, Минусинской, Сыдо-Ербинской котловин распаханы. За последние 100 лет в их пределах появились десятки промышленных предприятий, сотни городов, поселков, сельских населенных пунктов.

Физико-географические области

В пределах Алтайско-Саянской горной страны по их выраженности в рельефе и ландшафтным особенностям выделяются четыре физико-географических области (рис. 12): Алтайская (1), Салаирско-Кузнецкая (2), Саянская (3), Тувинская (4).

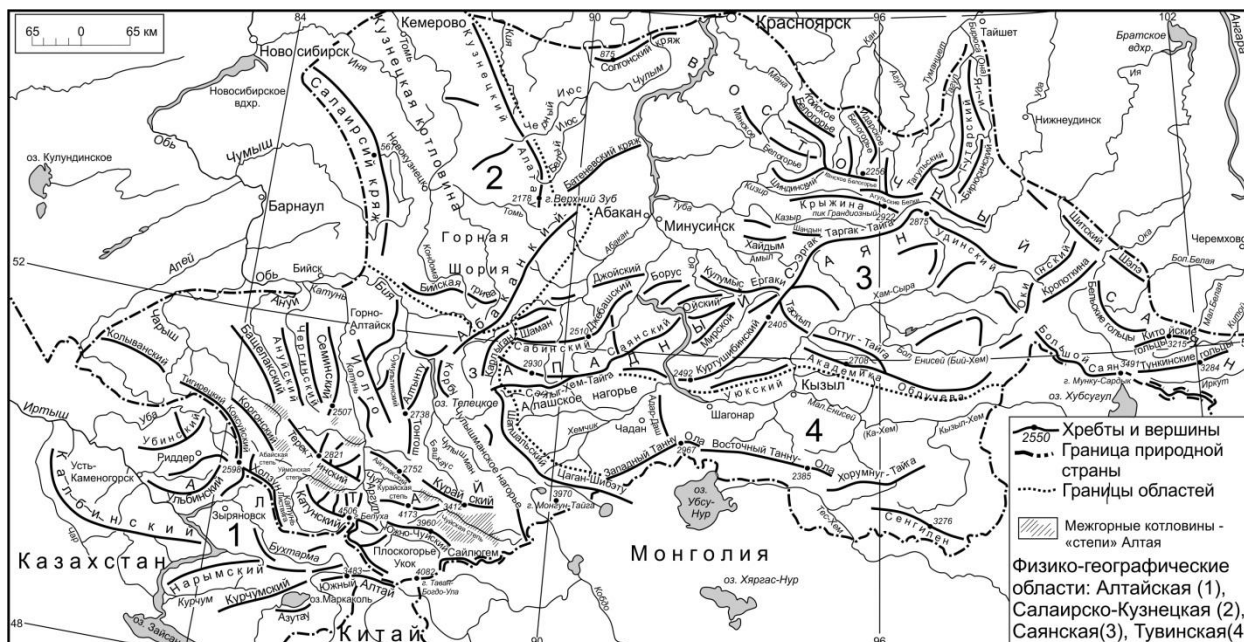


Рис. 12. Физико-географические области Алтайско-Саянской горной страны

Алтайская область (1) – наиболее высокая часть Алтайско-Саянской горной страны. В ее центральных и южных районах альпинотипные хребты поднимаются выше 3000 м, а их вершины покрыты вечными снегами и ледниками. Центральное положение в российской части Алтая занимают ориентированные в северо-западном направлении субпараллельные хребты Северо-Чуйский и Южно-Чуйский. Средняя высота их – более 3200 м. В Северо-Чуйском хребте гора Маашей-Баш достигает отметки 4173 м. Наиболее высокие вершины Южно-Чуйского хребта – горы Инкту (3942 м) и Ирбисту (3960 м).

Глубокой долиной реки Аргут Южно-Чуйский хребет отделен от лежащего южнее еще более высокого Катунского хребта, в средней части которого находится самая высокая вершина всего Алтая – гора Белуха (4506 м).

Курайский хребет достигает высоты 3412 м. Некоторые вершины хребта Чихачева поднимаются выше 4000 м. В Шапшальском хребте, ограничивающем Алтай с востока, горные вершины поднимаются до 3000–3300 м, а в его южных отрогах – и до 3976 м (гора Мунгун-Тайга).

К северо-западу и северу высота хребтов постепенно снижается и альпинотипные хребты центральной и южной частей Алтая уступают место среднегорным, преимущественно плоско и округловершинным хребтам Листвяга, Холзун, Коргонский, Теректинский, Тонгош, Башчелакский, Ануйский, Чергинский, Семинский, Иолго, Сумультинский, Алтынтау, Корбу.

Между горными хребтами располагаются многочисленные межгорные депрессии – плоскогорье Укок (с отметками от 1800 до 2200 м), Чуйская (1750–2200 м), Курайская (1400–1500 м), Уймонская (900–1200 м), Абайская (900–1200 м).

Большие контрасты в рельефе обусловили весьма разнообразные климатические условия территории. В высокогорьях климат отличается меньшей континентальностью, чем в межгорных депрессиях. Годовая амплитуда температур здесь не превышает 30 °С. Средняя температура января в пределах хребтов на высотах более 2500 м изменяется от минус 18 до минус 20 °С, средняя июльская температура воздуха ниже +10 °С. В межгорных котловинах январские температуры составляют (–20...–32) °С, а минимальные опускаются до (–50...–60) °С. Средние июльские температуры в котловинах колеблются от +17 до +13 °С (максимальные достигают +35 °С). В течение года на склонах хребтов выпадает от 600 до 2500 мм осадков, из которых 60–70 % приходится на теплое время года. В межгорных котловинах годовая сумма осадков составляет 250–350 мм. Мощность снежного покрова на наветренных склонах хребтов достигает 1 м, местами 2 м, в межгорных депрессиях – 10–30 см.

Алтай расчленен густой сетью горных рек. Наиболее крупные из них – Катунь, Аргут, Нижняя Чуя – питаются за счет таяния снежного покрова и ледников, а также за счет летних дождей. Половодье на них растянуто с мая до июля, и полноводными они остаются в течение всего теплого периода. Восточная часть области дренируется правыми притоками Катунь и реками, принадлежащими бассейну Бии, в том числе Чулышманом и Башкаусом. Эти реки также полноводны в течение всего теплого периода. Половодье на них приходится на начало лета.

Река Чулышман впадает в Телецкое озеро, занимающее узкую и глубокую тектоническую впадину. Длина озера – 78 км, максимальная глубина – 325 м, ширина – от 2 до 5 км (средняя ширина – 3,2 км), отметка уреза – 436 м. Температура воды в поверхностном слое даже в июле не поднимается выше (+14...+16) °С. Берега озера почти отвесные, поднимающиеся над водой на 1000–1500 м. Из Телецкого озера вытекает река Бия, отличающаяся относительно равномерным стоком во все сезоны года.

В пределах Алтая четко выражена высотная ландшафтная поясность. В разных его частях выделяется от одного до четырех поясов, занимающих разное высотное положение: горно-степной; горно-таежный; субальпийских, альпийских лугов и горных тундр; нивально-гляциальный.

Горно-степной пояс характерен для северо-западных районов. Здесь горные луговые степи на обыкновенных, тучных или выщелоченных черноземах поднимаются до высоты 400–700 м. Степи эти злаково-разнотравные и ковыльно-типчаковые. Злаки представлены типчаком, ковылями, тонконогом, разнотравье – ветреницей, геранью, ирисами и др. Вблизи верхней границы горно-степного пояса появляются кустарники, в том числе шиповник, жимолость, бобовник.

Горно-таежный пояс занимает около 70 % площади Алтая. Преобладают лиственничные леса на слабо оподзоленных дерновых почвах, поднимающиеся по склонам гор до высоты 1700–2400 м (в Северо-Западном Алтае – до 1700–1800 м, в Центральном – до 2000 м, в Юго-Восточном – до 2450 м). Наиболее высоко, до 2300–2450 м граница горно-таежного пояса поднимается в Чуйских хребтах.

Лиственничные леса обычно имеют парковый характер: деревья растут на значительном расстоянии друг от друга и солнечные лучи свободно достигают поверхности. Как следствие, в этих лесах густой и разнообразный травянистый покров. Обычны ярко цветущие ирисы, огоньки, анемоны. По долинам в лиственничных лесах формируется подлесок из березы, ольхи, осины, черемухи, рябины. Более увлажненные склоны покрыты темнохвойными лесами из ели, пихты и кедра. Кедр обычно поднимается по склонам гор выше других хвойных деревьев и в верхней части лесного пояса образует почти чистые кедровники: кедрачи травянистые с кустарниками спиреи, жимолости и с высоким травяным покровом; кедрачи-зеленомошники со сплошным моховым покровом и обилием черники, брусники, кисличника; кедрач бадановый с зарослями бадана под пологом леса.

В западной и северо-западной частях Алтая на увлажненных склонах растет исключительно густая черневая тайга из пихты и осины, со сплошным покровом из зеленых мхов. Местами на увлажненных склонах формируются высокоотравные поляны из борца, жимолости, кипрея, какалии и многочисленных зонтичных. Валовая производительность зеленой массы на таких полянах достигает 20–30 т/га.

Специфической особенностью горно-таежного пояса Алтая является наличие в нем вкраплений степных ландшафтов с черноземными и каштановыми почвами, которые занимают засушливые межгорные котловины и склоны южной экспозиции хребтов. Часть из них, с отметками днищ ниже 1200 м, представляет собой злаково-разнотравные низкогорные степи (Катандинская, Уймонская, Абайская), другая часть, на отметках от 1500 до 2200 м, – мелкодерновинные или полукустарничково-ковылковые высокогорные степи (Курайская, Чуйская, плато Укок). По периферии последних степная растительность непосредственно сменяется тундровой.

За лесами начиная с высоты 2000–2400 м идет пояс субальпийских и альпийских лугов. Представляющий собой вначале заросли кустарников, он доходит до высоты 2800–3000 м. Субальпийские луга на слабогумусированных дерновых почвах злаково-разнотравные, с высоким, до 1 м и более, травостоем из ежи, мятлика, чемерицы, горца, зонтичных. Альпийские луга на горно-луговых почвах отличаются сравнительно небольшой высотой травостоя и обилием крупных ярко окрашенных цветов – сибирским водосбором с синими цветами, горечавкой с густо-синими бокалообразными цветами, белыми анемонами, маками, лютиками, огоньками (или жарками) оранжевого цвета.

Альпийские луга с высотой уступают место мохово-лишайниковым или каменистым горным тундрам с куртинами ерника и карликовой ивы, местами (на защищенных от ветра участках) с дриадой.

С высоты 3000–3200 м горную тундру сменяют заснеженные склоны и ледники, которые в пределах Катунского хребта по троговым долинам спускаются до высоты 2000 м.

Салаирско-Кузнецкая область (2) включает два субпараллельных хребта – Салаирский кряж и Кузнецкий Алатау, вытянутых в северо-западном направлении на 300 км, и примыкающие к ним с юга низко-среднегорные массивы Горной

Шории, а также расположенную между ними Кузнецкую котловину шириной от 80 до 150 км. Горная Шория с юго-запада обрамлена Бийской Гривой, с юго-востока – Абаканским хребтом.

Салаирский кряж достигает высоты 500–600 м. В поперечном профиле он асимметричен. Его юго-западный склон, длинный и пологий, плавно сочленяется с Приобским плато, короткий и более крутой северо-восточный склон уступом относительной высотой 100–150 м и с наклоном 20–45° опускается к днищу Кузнецкой котловины. Кряж расчленен широкими долинами и балками на отдельные увалы и холмы с плоскими вершинами, над которыми лишь местами возвышаются отдельные сопки, сложенные наиболее устойчивыми к выветриванию и денудации кварцитами и мелкозернистыми гранитами.

Асимметричен и хребет Кузнецкий Алатау. Его северо-восточный склон более длинный и пологий, чем юго-западный. Многочисленные реки, расчленяющие северо-восточный склон хребта, сформировали в его пределах отроги, спускающиеся в Чулымо-Енисейскую, Сыдо-Ербинскую и Минусинскую котловины. Юго-западный склон уступами относительной высотой 300–600 м достаточно резко понижается к Кузнецкой котловине. Вершинная поверхность хребта выровненная. В юго-восточной его части отметки поверхности достигают 2000 м. Наивысшая точка Кузнецкого Алатау – гора Верхний Зуб (2178 м).

В Горной Шории вершины коротких округло- и плосковершинных хребтов и массивов поднимаются до отметок 1300–1570 м.

В Кузнецкой котловине наиболее приподнята ее южная часть. Здесь высоты поверхности достигают 400–450 м. К северо-западу поверхность котловины, расчлененная реками Томь и Иней и их притоками, постепенно понижается до 250–200 м.

Климат области континентальный. Средние январские температуры (–17...–18) °С, хотя в условиях длительной антициклональной погоды температура воздуха могут понижаться и до минус 45 °С. Средние июльские температуры в Кузнецкой котловине составляют (+18...+20) °С, максимальные достигают +36 °С.

Наибольшее количество осадков, 600–800 мм, а местами и до 1500 мм, выпадает на западном склоне Кузнецкого Алатау и в Горной Шории. На западном склоне Салаирского кряжа выпадает 500–600 мм осадков, в Кузнецкой котловине – 350–550 мм. До 60 % осадков выпадает в теплое время года. Мощность снежного покрова на склонах Кузнецкого Алатау и в Горной Шории – 80–120 см, местами более. В Кузнецкой котловине и на Салаирском кряже толщина снежного покрова к концу зимы достигает 70–90 см. Сумма активных температур в долинах, расчленяющих Кузнецкий Алатау и Горную Шорию, равна 1500–1600 °С, в Кузнецкой котловине – до 1900 °С.

В горных районах области доминируют таежные леса, лишь в Кузнецком Алатау на высотах более 1500 м появляются альпийские луга и горные тундры. На западном склоне Кузнецкого Алатау до высоты 700–750 м преобладает черневая тайга на темно-серых дерново-подзолистых почвах, чередующаяся с массивами вторичных березово-осиновых лесов на участках, подвергавшихся сплошным

рубкам и лесным пожарам. Особое место в горно-таежном поясе занимает участок леса из липы сибирской. В юго-западной части Кузнецкого Алатау, в предгорьях, в интервале высот от 500 до 700 м, на площади 11 тыс. га располагается лесной массив, в составе древостоя которого преобладает липа сибирская, с примесью пихты, кедра сибирского, березы повислой. Средний возраст липы – около 100 лет. Этот участок, получивший название «Липовый остров», представляет собой природный реликт, характеризующий растительность предгорий Кузнецкого Алатау, существовавшую здесь в доледниковое время. Выше черневая тайга сменяется темнохвойной тайгой из ели, пихты и кедра (преимущественно в верхней части горно-таежного пояса). С высоты 1500 м, а на восточном макросклоне с высоты 1400 м начинается пояс горной тундры. На восточном макросклоне Кузнецкого Алатау ландшафтная структура горно-таежного пояса иная, нежели на западном. В предгорьях и по речным долинам до высоты 700–800 м здесь поднимаются злаково-разнотравные степи на тучных черноземах. Нижняя часть горно-лесного пояса в интервале высот от 700–800 до 1000–1200 м представлена лиственничными лесами на дерново-подзолистых почвах, выше растет темнохвойная тайга из ели, пихты и кедра на подзолистых почвах.

В Горной Шории склоны гор от подножий до вершин горных массивов заняты черневой (пихтово-осиновой) или кедрово-пихтовой тайгой, местами с обширными луговыми полянами и вторичными березово-осиновыми лесами на месте вырубок и гарей. На дне речных долин, а местами и на плоских вершинных поверхностях горных массивов таежные леса заболочены.

В пределах Салаирского кряжа ранее преобладала черневая тайга из пихты и осины. В связи с интенсивной антропогенной нагрузкой на значительных площадях в настоящее время здесь растут вторичные березово-осиновые леса. По восточному склону кряжа встречаются массивы сосновых боров, чередующиеся с участками березовой лесостепи. Наиболее значительные площади занимает пояс (подпояс) черневых лесов. По сравнению с черневой тайгой Алтая и Горной Шории черневые леса Салаира характеризуются почти полным отсутствием кедра сибирского и большей долей осиновых лесов и открытых полян. Это разреженные леса, с отчетливым групповым размещением деревьев, как правило, перестойные. Осина в этих условиях достигает 28 м в высоту и 110 см в диаметре. Высота травяного покрова на полянах равна 150–180 см. Луговая растительность представлена различными типами суходольных лугов¹⁴⁹. Пойменные луга занимают незначительные площади.

В Кузнецкой котловине на относительно пониженных участках преобладают ковыльно-разнотравные степи на выщелоченных черноземах, сменяющиеся на относительно приподнятых участках березовой лесостепью на оподзоленных черноземах. На целинных участках лесостепи преобладают в различной степени остепненные суходольные разнотравные луга, чередующиеся с небольшими березовыми и березово-осиновыми перелесками, с подлеском из акации, боярышника, шиповника. По песчаным речным террасам встречаются сосново-березовые леса и сосновые боры. Наиболее высокие участки в пределах Кузнецкой котловины, в том числе Тарадановский и Салтымаковский кряжи, заняты

¹⁴⁹ Лашинский Н.Н. Растительность Салаирского кряжа. Новосибирск : Гео, 2009. 263 с.

вторичными березово-осиновыми лесами, местами сохранившимися массивами черневой пихтово-осиновой тайги.

В пределах Кузнецкой котловины располагается один из наиболее густо населенных и промышленно развитых районов Сибири. Основой его экономического развития являются богатейшие минеральные ресурсы самой котловины и окружающих ее горных сооружений: громадные запасы каменного угля Кузнецкого бассейна (от спекающихся и газовых, ценных для химической промышленности, до коксующихся); месторождения полиметаллов, золота, платины, осмия, иридия в пределах Салаирского кряжа; месторождения железных руд в Горной Шории; месторождения марганца, хрома, железных руд и золота в Кузнецком Алатау. Балансовые запасы каменного угля Кузнецкого бассейна по категориям А+В+С₁, разведанные до глубины 600 м, составляют 58,8 млрд т.

До середины XIX века активность человека ограничивалась периферией Салаирского кряжа. Его покрытая лесом осевая часть оставалась практически нетронутой. В связи с освоением россыпных месторождений золота, железных и полиметаллических руд началось продвижение человека в глубь кряжа. Появились новые поселки, прииски, дороги. Усилилась рубка леса на топливо и на уголь для плавильных заводов. Однако в целом воздействие на ландшафты имело локальный характер. Позднее западный макросклон начал активно использоваться под сельхозугодья. Сводились и раскорчевывались леса, распахивались участки степей и лесостепей. Началось сведение лесов в осевой части кряжа.

Сейчас усилилась рекреационная нагрузка на Салаирский кряж, чему способствует пересекающая его новая автострада Кузбасс – Алтай. Значительная (менее продуктивная) часть пашни на западном макросклоне заброшена.

Саянская область (3) включает сложную систему преимущественно средневысотных горных сооружений, глубоко расчлененных долинами рек, принадлежащих бассейну Енисея, и расположенными между ними межгорными впадинами. В рельефе выделяются горные сооружения Западного Саяна, Восточного Саяна и система межгорных котловин – Минусинской, Сыдо-Ербинской, Июсо-Ширинской (Верхнечулымской) и Чулымо-Енисейской, расположенных между Абаканским хребтом и Кузнецким Алатау на западе, Западным Саяном на юге и Восточным Саяном на севере и востоке. Друг от друга межгорные котловины отделены низкогорными кряжами (увалами), протягивающимися в широтном направлении от Кузнецкого Алатау до Восточного Саяна. Хребет Арга, представляющий собой систему отдельных увалов (останцовых массивов) высотой до 531 м, отделяет Чулымо-Енисейскую котловину от Западно-Сибирской равнины. Солгонский кряж высотой до 877 м отделяет Чулымо-Енисейскую котловину от Июсо-Ширинской (Верхнечулымской). Низкогорный хребет Кортуз высотой до 1186 м (на правобережье Енисея) и Батеневский кряж высотой более 800 м (на левобережье Енисея) отделяют Июсо-Ширинскую (Верхнечулымскую) котловину от Сыдо-Ербинской. Последняя отделена от Минусинской котловины системой останцовых массивов высотой до 800 м, протягивающихся в широтном направлении на междуречье Сыды и Тубы.

Западный Саян – это система субпараллельных средневысотных горных хребтов, простирающихся в северо-восточном направлении от верховьев реки Абакан к центральной части Восточного Саяна. Общая длина Западного Саяна превышает 600 км, ширина на разных участках составляет от 80 до 200 км. В юго-западной части Западного Саяна, расположенной на левобережье Енисея, находятся хребты Шаман, Джойский, Сабинский, Джебашский, Сайлыг-Хем-Тайга, Саянский и примыкающее к ним с юга Алашское нагорье. На правобережье Енисея располагаются хребты Кулумыс, Ергаки, Мирский, Куртушибинский, Уюкский, Ергак-Таргак-Тайга. Вблизи долины Енисея высота хребтов не превышает 2000 м, к юго-западу она увеличивается до 2500–2900 м, к северо-востоку от долины Енисея достигает 2300–2500 м. Хребты преимущественно округловершинные. Наиболее высокие участки с альпинотипным рельефом, располагающиеся на отметках выше 2500 м, занимают небольшую площадь. Вместе с тем в вершинном поясе гор редки и плосковершинные поверхности, что связано, с одной стороны, с небольшой шириной самих хребтов, с другой, – с их очень густым и глубоким эрозионным расчленением. Крутизна склонов долин, расчленяющих хребты, достигает 45–50°, а местами и более.

Горная система Восточного Саяна протягивается с северо-запада на юго-восток почти на 750 км при ширине от 100 до 200 км. В верховьях рек Кизир и Казыр, с одной стороны, и Агул, Тагул и Уда, с другой, располагается горный узел, в котором сходятся хребты Крыжина, Агульские Белки, Тагульский, Удинский и Ергак-Таргак-Тайга (последний принадлежит Западному Саяну). Вершины гор здесь достигают 2800–2900 м, а самая высокая из них, пик Грандиозный, – 2922 м. Рельеф горного узла альпинотипный. К северо-западу от него высота гор постепенно понижается. В Канском Белогорье с его отрогами максимальная высота составляет 2256 м, а в продолжающем его на северо-запад Манском Белогорье и субпараллельных ему Кутурчинском, Койском и Идарском Белогорьях отметки высот не превышают 1800–1500 м. Вершинные поверхности и в Канском, и в Манском Белогорьях выровненные, местами с денудационными останцами относительной высотой до нескольких десятков метров, на плоских участках заболоченные.

К юго-востоку от альпинотипного Удинского хребта с высотами 2500–2875 м располагается система высоких хребтов, обрамляющих Окинское плоскогорье, с отметками высот от 1800 до 2600 м. С северо-запада плоскогорье ограничено хребтами Кропоткина и Окинским с высотами до 3000 м, с севера – Бельскими и Китойскими гольцами с высотами 3000–3215 м, с юга – хребтом Большой Саян с массивом Мунку-Сардык, поднимающимся до 3492 м, и Тункинскими гольцами с высотами до 3300 м. Хребты, обрамляющие Окинское плоскогорье, на большей их части альпинотипные, со следами плейстоценовых оледенений. В Большом Саяне и в Тункинских гольцах на отметках более 3000 м есть современные висячие и каровые ледники.

Окинское плоскогорье протягивается на 120 км при ширине 50–70 км. Между речья в его пределах платообразные, местами с покровами кайнозойских базальтов, над которыми на 90–110 м поднимаются конусы потухших вулканов Кропоткина и Перетолчина. Местами застывшие потоки базальтов спускаются в долины, где перекрывают аллювиальные и ледниковые плейстоценовые отложения.

Климат Саянской области континентальный, с холодной зимой и умеренно теплым в котловинах и прохладным в горах летом. На его региональные особенности влияют орографические условия, определяющие существующие аномалии: инверсии температур в межгорных котловинах, неравномерное распределение осадков на склонах различной экспозиции, неодинаковые вертикальные термические градиенты на разных участках горных сооружений, образование горно-долинных ветров – фенов.

Средние январские температуры воздуха в Чулымо-Енисейской, Июсо-Ширинской, Сыдо-Ербинской и Минусинской котловинах колеблются от минус 16 до минус 23 °С, с морозами до минус 50 °С. В предгорьях зимние температуры на несколько градусов выше, чем в котловинах. В среднегорьях январские температуры составляют (–20...–26) °С, иногда (–30...–36) °С. В глубоких межгорных долинах в отдельные дни температуры опускаются до (–45...–50) °С. Зимой дуют слабые юго-западные ветры. При этом иногда массы воздуха переваливают через хребты Западного и Восточного Саяна, что приводит к образованию фенов и повышению температур на склонах северной экспозиции на 5–10 °С.

Лето в котловинах теплое, со средними июльскими температурами (+18...+19) °С, в наиболее жаркие дни после полудня температура повышается до (+36...+38) °С. Продолжительность вегетационного периода достигает 155–165 дней, а сумма активных температур равна 1600–1800 °С. В горах в теплое время года температуры закономерно понижаются с высотой. На отметках 1000–1200 м они в июле не превышают +14 °С. В любой из летних дней возможны заморозки. На высотах более 1600–1900 м в зависимости от экспозиции склонов средние июльские температуры ниже +10 °С. Здесь в любой из летних дней возможны снегопады. Снеговая граница в горном массиве Мунку-Сардык лежит на высоте около 3000 м, в центральной части Восточного Саяна (пик Грандиозный), где выпадает больше осадков, чем на Большом Саяне, она снижается до 2400 м, а в пределах хребта Крыжина – до 2300 м. Снежники-перелетки и ледники располагаются преимущественно на подветренных склонах восточной, северо-восточной и северной экспозиций.

Годовое количество осадков на северном макросклоне Западного Саяна, куда доносят влагу западные циклоны, составляет 600–1200 мм, из которых до 80 % приходится на теплое время года. На южных склонах, обращенных к Тувинским впадинам, осадков, особенно зимой, выпадает в два раза меньше, а толщина снежного покрова не превышает 10 см. В Восточном Саяне в пределах центрального горного узла выпадает 1000–1300 мм осадков, в том числе 900 мм в теплое время года. На Окинском плоскогорье выпадает 350–600 мм осадков, 80 % из них летом, на Канском, Манском, Кутурчинском, Койском и Идарском Белогорьях – до 700 мм, в том числе до 500 мм в теплое время года. Мощность снежного покрова на склонах северных румбов и на плоских вершинных поверхностях достигает 1,0; местами 1,5–2,0 м.

В западных частях Чулымо-Енисейской, Июсо-Ширинской, Сыдо-Ербинской и Минусинской котловин, у подножий Кузнецкого Алатау, в его ветровой тени, выпадает 240–300 мм осадков, в предгорьях Западного и Восточного Саяна – от 350 до 500 мм, в том числе 60–70 % в летние месяцы. Наиболее засушливыми

оказываются апрель и май. Мощность снежного покрова – от 5–10 см в центральных частях котловин до 35–50 см в предгорьях.

Основная часть Западного и Восточного Саяна покрыта горно-таежными лесами. На северных склонах Западного Саяна и на северо-восточном склоне Восточного Саяна от подножий до высоты 700–850 м преобладают сосново-лиственничные и лиственнично-сосновые леса на оподзоленных серых лесных почвах. Эти леса нередко имеют парковый характер, в них много света, что способствует произрастанию пышного и красочного разнотравья. На значительных площадях подобные леса замещены вторичными березово-осиновыми лесами. В интервале высот от 700–850 до 1400 м, в наиболее увлажненной части склонов, господствует темнохвойная тайга из ели, пихты и кедра. Под сомкнутыми кронами подлесок почти не развит, а травянистый покров однообразен и состоит из немногих видов теневыносливых растений. На высотах от 1400 до 1700–1900 м, в верхней части горно-таежного пояса, преобладает редкостойная кедровая тайга с зарослями кустарников из круглолистной березки, даурского и золотистого рододендронов. На северных склонах Восточного Саяна в верхней части горно-таежного пояса кедровые леса уступают место заболоченным и редкостойным лиственничным лесам, напоминающим лесотундровые редколесья. Почвы под ними торфяно-болотные или торфяно-перегнойные. На более сухих участках напочвенный покров в таких лиственничниках представлен густым покровом ягеля.

Иной характер носит растительность южных сухих склонов Западного Саяна, обращенных к Тувинским котловинам. Нижние их части до высоты 1000 м, а на Алашском плато до 1200 м и более заняты степями на каштановых и черноземных почвах. Выше, в горно-таежном поясе, преобладают лиственничные леса с кустарниковым и травянистым ярусами. На более увлажненных юго-западных и западных склонах Восточного Саяна преобладают пихтовые и пихтово-кедровые леса, поднимающиеся до высоты 1500–1800 м.

Горно-таежные леса сменяются горными тундрами с участками субальпийских и альпийских лугов на наиболее влажных участках, располагающихся непосредственно выше границы леса.

В Чулымо-Енисейской, Июсо-Ширинской, Сыдо-Ербинской и Минусинской межгорных котловинах растительный покров изменяется в зависимости от абсолютной высоты поверхности и количества выпадающих осадков от ковыльно-типчаковых степей по наиболее пониженным и сухим участкам на каштановых почвах до злаково-разнотравных степей и лесостепных участков на черноземах. В злаковых группировках господствуют четыре дерновинных злака: ковыль, типчак, змеёвка, тонконог (или житняк). Северные склоны увалов и кряжей, разделяющих котловины, заняты березово-осиновыми лесами, по песчаным надпойменным террасам располагаются ленточные сосновые боры. Степи межгорных котловин отличаются разреженным растительным покровом (задернованность поверхности здесь всего 11–12 %, а на каменистых участках – до 7 %), а также наличием значительного количества сибирско-монгольских растений.

В результате многовековой хозяйственной деятельности растительный покров межгорных котловин сильно изменен. Плодородные почвы и обширные естественные пастбища способствовали развитию здесь земледелия и животноводства.

Тувинская область (4) состоит из межгорных котловин и обрамляющих их среднегорных сооружений. Она расположена в самом центре Азиатского материка и отличается резко континентальным засушливым климатом, обуславливающим участие монгольских элементов в степной растительности межгорных котловин и примыкающих к ним склонов хребтов.

Тувинские котловины (Тоджинская, Уюкская, Улуг-Хемская, Хемчикская) располагаются между Западным Саяном на севере и хребтами Западный Танну-Ола, Восточный Танну-Ола, Хорумнуг-Тайга и Сенгилен на юге. На западе они ограничены Шапшальским хребтом, принадлежащим горной системе Алтая, с востока – Восточным Саяном.

В северо-восточной части Тувинской области выделяется обширная Тоджинская котловина. С северо-запада она обрамлена горными сооружениями Западного Саяна с высотами от 1800 до 2500 м, с северо-востока – Восточным Саяном с высотами от 2000 до 2875 м, с юго-запада – хребтом Таскыл с высотами от 2000 до 2537 м, с юга – хребтом Обручева с высотами от 2000 до 2895 м. Котловина вытянута в широтном направлении на 250 км при ширине от 50 до 125 км. Абсолютные отметки поверхности плоских и холмисто-увалистых междуречий в пределах котловины – от 800 до 1700 м. Отроги соседних хребтов, вдающихся в котловину в виде останцовых массивов, увалов, цепочек гряд, достигают высоты 1800–2000 м и более. Их относительная высота при этом, как правило, не превышает 500 м.

В пределах Тоджинской котловины и ее горного обрамления располагается основная часть бассейна реки Бий-Хем (Большой Енисей). Хребты Таскыл и Обручева, отделяющие Тоджинскую котловину от Уюкской и Улуг-Хемской котловин, отличаются широким распространением плосковершинных поверхностей – фрагментов мел-палеогеновой поверхности выравнивания и обширных плато, сложенных неогеновыми и четвертичными базальтами.

Уюкская котловина, дренируемая рекой Уюк, расположена между Куртушибинским хребтом на северо-западе, хребтом Таскыл на северо-востоке и Уюкским хребтом на юге. Она вытянута в субширотном направлении почти на 70 км при ширине от 25 до 50 км. Отметки поверхности дна котловины – от 600 до 1200 м, относительная глубина – 1000–1500 м.

В южной части Тувинской области в широтном направлении почти на 400 км при ширине от 25–30 до 75 км вытянуты Хемчикская и Улугхемская котловины, отделенные друг от друга с одной стороны отрогами Хемчикского хребта, входящего в систему Западного Саяна, с другой – хребтом Адар-Даш, отрогом хребта Западный Танну-Ола.

В пределах Улугхемской котловины у города Кызыла сливаются реки Бий-Хем (Большой Енисей) и Ка-Хем (Малый Енисей), образуя реку Улуг-Хем (Верхний Енисей). Отметки дна Улугхемской котловины снижаются от 1200 м в предгорьях хребтов Восточный Танну-Ола и Хорумнуг-Тайга до 500 м в долине реки Улуг-Хем. Хребты Берт-Даг и Сыргалыг-Тайга (отроги хребта Восточный Танну-Ола) с высотами до 1500 м, вдающиеся в котловину, делят ее на отдельные участки. По отношению к обрамляющим ее хребтам относительная глубина котловины на разных участках изменяется от 1000 до 2000 м. Большая часть котловины принадлежит бассейну реки Ка-Хем, меньшая – реки Улуг-Хем.

Хемчикская котловина вытянута в восточно-северо-восточном направлении на 130 км при ширине от 25 до 40 км. Отметки днища котловины – от 600 до 800 м. В ее пределы с северо-запада вдаются отроги Алашского плато, а с юго-востока – отроги хребта Западный Танну-Ола с высотами 1000–1200 м. Котловина дренируется рекой Хемчик и ее притоками. От места впадения реки Хемчик в реку Улуг-Хем (Верхний Енисей) начинается собственно Енисей.

К югу от хребтов Западный Танну-Ола, Восточный Танну-Ола, Хорумнуг-Тайга и Сенгилен располагается Убсу-Нурская котловина. В российской ее части отметки поверхности котловины изменяются от 1200 м в предгорьях до 800 м вблизи озера Убсу-Нур (отметка уреза – 759 м). У подножий хребтов протягиваются обширные пологонаклонные делювиально-пролювиальные шлейфы. В долине реки Тес-Хем, в том числе в ее дельте, располагаются участки развеваемых песков.

Среднегорную часть области образуют хребты Западный Танну-Ола, Восточный Танну-Ола, Хорумнуг-Тайга, Сенгилен, Обручева. Хребет Западный Танну-Ола длиной около 200 км на западе примыкает к высоким хребтам Восточного Алтая – Цаган-Шибэту и Шапшальскому. Высота его здесь достигает 2800–3000 м, а сам он имеет альпинотипный облик. В древних ледниковых цирках по северному склону хребта располагаются обширные снежники-перелетки. К востоку высота хребта снижается до 2500–2200 м. Вершинная поверхность здесь уплощенная, покрытая каменистыми россыпями-курумами, с отдельными денудационными останцами относительной высотой до нескольких десятков метров. Хребет Восточный Танну-Ола имеет длину около 180 км, высота его не превышает 2600 м. Вершины хребта округлые, на расширенных участках – плоские. В пределах хребта Сенгилен на участках высотой до 2600 м нет следов деятельности древних ледников. Вершины здесь уплощены и покрыты каменистыми россыпями. На более высоких участках хребет приобретает альпинотипный облик. В древних ледниковых цирках северного склона располагаются обширные снежники и небольшие ледники. Верхние отрезки долин, расчленяющих северный склон, до высоты 2500–2300 м имеют форму трогов. Хребет Хорумнуг-Тайга не несет следов древних оледенений.

Климат Тувинской области в целом более континентальный, чем на Алтае и в Саянской области. Зима в межгорных котловинах в условиях безоблачного неба холодная. Средние температуры января колеблются от минус 25 до минус 33 °С, минимальные опускаются до (–55...–58) °С. Лето в котловинах, за исключением Тоджинской, теплое, в отдельные периоды жаркое со средними июльскими температурами (+18...+20) °С, а в отдельные дни (+35...+40) °С. Осадков в котловинах выпадает мало: в Убсу-Нурской около 100 мм в год, в Хемчикской, Улуг-Хемской и Уюкской 180–300 мм в год, из которых 150–250 мм приходится на теплое время года. Высота снежного покрова, как правило, не превышает 20–25 см. Как следствие, сезонное промерзание грунтов происходит на глубину до 1,5 м.

В наиболее высокой из котловин – Тоджинской – средние температуры воздуха в июле меняются от +16 °С в долине Бий-Хема, на высотах около 900 м, до +12 °С на высотах около 1700 м и до +10 °С на высотах около 2000 м на склонах

хребтов, обрамляющих котловину. Январские температуры колеблются здесь от минус 22 до минус 28 °С. Среднегодовые температуры отрицательные. Распространена островная многолетняя мерзлота. Среднегодовое количество осадков составляет от 400 до 650 мм. Высота снежного покрова достигает 60–80 см. В Тоджинской котловине располагаются сотни озер, преимущественно ледникового происхождения, в том числе Устью-Дэрлиг-Холь, Ноян-Холь, Карадыш-Холь, Маны-Холь, Ак-Аттыг-Холь, Тоджа, площадь которых составляет десятки квадратных километров. Большинство из этих озер проточные.

В Тоджинской котловине господствуют темнохвойные леса, поднимающиеся по склонам гор до высоты 2000 м, местами до 2200 м. В западной части котловины растут березовые и березово-лиственничные леса, чередующиеся с заболоченными участками, занятыми злаково-осоковыми лугами, а также ерником. В долине реки Тоджи, впадающей в Бий-Хем справа, на террасах, сложенных песками, растут сосновые боры. На склонах хребта Обручева на подзолистых и торфянисто-перегнойно-глеевых почвах произрастают лиственнично-кедровые, кедровые и лиственнично-елово-кедровые леса, отличающиеся густым древостоем. Выше горно-таежных лесов распространены дриадово-осоковые и осоково-кобрезиевые луга, мохово-лишайниковые и каменистые тундры.

В засушливых Хемчикской, Улуг-Хемской и Уюкской котловинах преобладают ландшафты сухих злаково-полынных степей на каштановых и светлокаштановых почвах. Задернованность поверхности почвы здесь, как правило, не превышает 10–15 %. По периферии котловин, на относительно приподнятых и более увлажненных участках, появляются заросли караганы и степь становится злаково-полынно-караганниковой с участками каменистой степи с зарослями черного бияргуна. В поймах рек и на надпойменных террасах растут леса из тополя, черемухи, рябины, мелколистной березы, осины с подлеском из облепихи, барбариса, кислицы и различных ив.

На крайнем юге, в Убсу-Нурской котловине, преобладают центральноазиатские полупустыни, поднимающиеся по пролювиальным шлейфам в предгорья. Степной пояс на южных склонах хребтов Западный и Восточный Танну-Ола, а также хребта Сенгилен поднимается до высоты 1600–1750 м. Располагающийся выше горно-лесной пояс не является сплошным и состоит из парковых лиственничных лесов, приуроченных преимущественно к затененным склонам речных долин, расчленяющих склоны хребтов.

Для животного мира Убсу-Нурской котловины и предгорий хребтов Западный Танну-Ола, Восточный Танну-Ола, Сенгилен характерно преобладание монгольских видов. Здесь обитают дзерен, заяц-толай, ушастый еж, монгольский тушканчик, монгольская песчанка. Характерны центральноазиатские ящерицы круглоголовка-вертихвостка и монгольская ящурка, в реках встречаются центральноазиатские виды рыб – осман, губач.

На северных склонах хребтов Западный и Восточный Танну-Ола горные степи на каштановых и черноземных почвах поднимаются до высоты 1200–1300 м. Выше, до отметок 2000–2200 м, располагаются лиственничные леса. В верхней части горно-лесного пояса преобладают кедровники. Еще выше горно-таежные леса сменяются горными тундрами – кустарниковыми мохово-лишайниковыми, каменистыми.

На северных склонах хребтов Хорумнуг-Тайга и Сенгилен в пределах горно-таежного пояса преобладают темнохвойные таежные леса, на южных – лиственничные. С высоты 2100–2200 м горно-таежные леса сменяются поясом низкорослых кустарников – ивы, березки, мелколистного рододендрона и карagаны (по южным склонам), а выше – преимущественно каменистыми горными тундрами. В восточных частях хребтов, где выпадает больше осадков, в пределах этого пояса встречаются участки субальпийских и альпийских лугов.

Охраняемые территории

В пределах Алтайско-Саянской горной страны располагается 9 заповедников общей площадью более 34150 км² (5,7 % всей территории).

Государственный природный заповедник Азас создан в 1985 году на базе республиканского заказника Азас. Расположен он в труднодоступных районах Тоджинской котловины, в верховьях Енисея, на территории республики Тыва. Площадь заповедника – 3003,9 км². Цель создания заповедника – сохранение и изучение в естественном состоянии уникальных экосистем, редких видов растений и животных.

Алтайский государственный природный заповедник расположен в восточной части Алтая, в пределах Чулышманского нагорья и Шапшальского хребта. Западная граница заповедника идет вдоль реки Чулышман и по Телецкому озеру. Площадь заповедника – 8812 км². Образован он в 1976 году в границах ранее (с 1932 по 1951 годы) существовавшего здесь заповедника. В 1998 году эта территория под названием «Золотые Алтайские горы» включена ЮНЕСКО в число объектов Всемирного природного наследия.

Государственный природный заповедник «Кузнецкий Алатау» расположен в пределах хребта Кузнецкий Алатау, на территории Кемеровской области. Площадь заповедника – 4129 км². Создан он в 1989 году с целью сохранения в естественном состоянии уникальных природных комплексов гор Кузнецкого Алатау и мониторинга состояния природных комплексов в условиях воздействия, оказываемого на них промышленными предприятиями Кузбасса.

Катунский государственный природный биосферный заповедник расположен в высокогорной части Центрального Алтая на территории республики Алтай. Занимает площадь 1500,79 км². Создан в 1991 г, статус биосферного получил в 2000 году.

Саяно-Шушенский государственный природный биосферный заповедник расположен в пределах Западного Саяна, на левобережье Енисея, в зоне влияния Саяно-Шушенского водохранилища, на территории Красноярского края. Площадь заповедника – 3903,7 км². Создан он в 1976 году для изучения влияния водохранилища на местные ландшафты и для сохранения редких видов животных, в том числе снежного барса.

Тигирекский государственный природный заповедник расположен в западной части Алтайского края. Образован в 1999 году. Занимает площадь 406,9 км².

Государственный природный заповедник «Столбы» расположен в северо-западных отрогах Восточного Саяна, на территории Красноярского края. Площадь

заповедника – 471,5 км². Создан для сохранения природных комплексов, сформировавшихся в окрестностях денудационных останцов – столбов. Заповедник включен в предварительный список объектов природного наследия России.

Убсу-Нурская котловина – государственный природный биосферный заповедник. Представляет собой российскую часть трансграничного российско-монгольского объекта всемирного наследия ЮНЕСКО «Убсунурская котловина» общей площадью 9251,4 км² (российская часть составляет 3231,98 км²). Создан в 1993 году. Статус биосферного получил в 1997 году. Главной особенностью заповедника является наличие на его территории почти всех ландшафтов умеренного пояса Земли, в том числе самых северных в Евразии (под 50° с. ш.) полупустынь. В 2003 году Убсунурская котловина включена в число объектов Всемирного природного наследия ЮНЕСКО.

Хакасский государственный природный заповедник создан в 1999 году на базе существовавших ранее заповедников «Чазы» (с 1991 года) и «Малый Абакан» (с 1993 года) на территории республики Хакасия. Площадь заповедника – 2675,65 км².

5.12. КРЫМСКО-КАВКАЗСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА

Крымско-Кавказская горная страна включает Горный Крым и российскую часть Большого Кавказа.

Крымские горы занимают южную периферию Крымского полуострова. Они вытянуты вдоль берега Черного моря с юго-запада на северо-восток более чем на 150 км в полосе шириной от 30 до 50 км. Высота гор не превышает 1545 м (гора Роман-Кош).

Горные сооружения Большого Кавказа простираются с северо-запада на юго-восток более чем на 1100 км, в т.ч. в пределах России почти на 970 км, в полосе шириной от 32 км у Новороссийска до 150 км на меридианах Эльбруса и Хасавюрта. В пределах Большого Кавказа находятся все самые высокие вершины России – Эльбрус (5642 м), Дыхтау (5204 м), Джангитау (5058 м), Казбек (5033 м).

Рельеф и геологическое строение

Структурную основу Крымских гор и Большого Кавказа составляют краевые мегантиклинории альпийско-гималайского складчатого пояса.

Крымские горы состоят из наиболее приподнятой, до 1500 м, плосковершинной Главной гряды и расположенных к северу от нее двух куэстовых гряд: Внутренней, с высотами до 790 м, и Внешней, с высотами до 330 м. Главная гряда обрывается к Черному морю уступом высотой в несколько сотен метров. Относительная высота уступа Внутренней гряды – около 100 м, Внешней – до 50 м.

Главная гряда сложена осадочными породами верхнего триаса и юры. Толщу триасовых и нижнеюрских отложений, залегающих в основании гряды и представленных чередованием слоев темных глинистых сланцев с прослоями плотных кварцевых песчаников, выделяют в таврическую свиту.

Отложения таврической свиты смяты в мелкие складки, опрокинутые в одном направлении. На поверхность они выходят в основании Главной гряды по ее южной и северной периферии. На размытой поверхности отложений таврической свиты залегают глинисто-песчаные толщи отложений средней юры, в основании которых отмечаются вулканогенные породы, вскрывающиеся по южному уступу Главной гряды. На ряде участков они из-за относительно большей устойчивости к выветриванию и денудации образуют мысы – Аюдаг, Сарыч, Меганом и др. В районе Феодосии отпрепарирован древний вулкан Карадаг.

Дислоцированность пород таврической свиты и наличие вулканогенных образований в основании перекрывающей ее толщи отложений средней юры свидетельствуют об интенсивных тектонических движениях и активной вулканической деятельности в этой части альпийско-гималайского пояса в начале средней юры.

Верхняя часть толщи горных пород, слагающих Главную гряду, представлена верхнеюрскими горизонтально залегающими отложениями: на западе и в центре Главной гряды, до Алушты, это известняки мощностью до 700 м, на востоке – аргиллиты, конгломераты, известняки, песчаники.

Внутренняя и Внешняя куэстовые гряды сложены осадочными породами мела, палеогена и неогена. С поверхности на пологих склонах куэст залегают известняки и известковистые песчаники.

Сводообразное поднятие, сформировавшее Крымские горы, с характерным моноклиальным залеганием толщ осадочных пород в пределах Внутренней и Внешней гряд, началось в плиоцене. При этом возникали крупные поперечные и продольные по отношению к Главной гряде разломы, по которым происходило смещение блоков земной коры. В результате в среднем плиоцене южное крыло мегантиклинория опустилось ниже уровня Черного моря. В четвертичное время на фоне продолжающихся поднятий происходили эрозионное расчленение и денудация Горного Крыма, следствием чего стало формирование глубоких долин типа ущелий и каньонов. Заложение консеквентных и субсеквентных долин на северном пологом макросклоне Горного Крыма с характерным для него моноклиальным залеганием меловых, палеогеновых и неогеновых пород привело к образованию куэст – Внутренней и Внешней гряд.

Выровненная вершинная поверхность Главной гряды получила название яйлы (летние пастбища). Отдельные, относительно обособленные в рельефе участки Яйлы имеют собственные названия: Ай-Петринская, Никитская, Ялтинская, Бабуган-яйла с горой Роман-Кош, Чатырдаг и Караби-яйла.

На сложенных известняками яйлах широко распространен карст. Это карстовые поля, воронки, котловины, колодцы. В массивах известняков сформированы многочисленные пещеры: в массиве Чатырдага – пещеры Суук-Коба, Бинбаш-Коба, в массиве Караби-яйла – пещера Бузлук-Коба.

Поверхность яйлы практически безводна, поскольку и талые снеговые воды, и дождевые осадки поглощаются массивом закарстованных известняков. Подстилающие их толщи глинистых сланцев являются первым от поверхности региональным водоупором, на котором формируется горизонт трещинно-карстовых вод, питающих родники, ручьи и реки северного и южного склонов

Главной гряды. Разгрузка трещинно-карстовых вод на южном склоне Главной гряды способствует развитию оползневых процессов: по размокшей поверхности глин сползают отделившиеся от основного массива блоки известняков.

В восточной, относительно пониженной, части Главной гряды с высотами от 800 до 600 м, сложенной различными по составу осадочными породами, активно проявляются эрозионные процессы. Здесь сформированы широкие долины разной глубины, разделяющие невысокие короткие хребты.

Большой Кавказ – асимметричный мегантиклинорий, в ядре которого (в наиболее приподнятой его части) вскрываются верхнепротерозойские и палеозойские породы, сменяющиеся на крыльях поднятия триасовыми, юрскими, меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями.

Северный макросклон Большого Кавказа относительно пологий и длинный, южный (за пределами России) – короткий и крутой.

В российской части Большого Кавказа выделяются две продольные зоны: осевое поднятие, представленное Главным (Водораздельным) хребтом и расположенным в 10–15 км к северу от него Боковым хребтом, а также система куэст северного склона, выраженная в рельефе понижающимися к предгорьям асимметричными хребтами – Скалистым, Пастбищным и Лесистым. Боковой хребет на ряде участков выше, чем Главный Кавказский хребет. На нем располагаются горы Эльбрус, Казбек и еще несколько вершин с отметками около 5000 м.

По высотам и геоморфологическим особенностям в пределах осевого поднятия Большого Кавказа выделяются четыре участка:

1) низко-среднегорный эрозионно-денудационный Северо-Западный Кавказ, протягивающийся от Таманского полуострова до горы Фишт (2867 м);

2) высокогорный альпинотипный Западный Кавказ (от горы Фишт до верховьев реки Кубань) с наивысшей отметкой – вершиной гора Домбай-Ульген (4046 м), с современными ледниками на ряде участков;

3) высокогорный альпинотипный Центральный Кавказ (от верховьев Кубани до верховьев Терека) со всеми самыми высокими вершинами Большого Кавказа – Эльбрус, Дыхтау, Джангитау, Казбек, с обширным современным оледенением;

4) среднегорный и низкогорный эрозионно-денудационный Восточный Кавказ с участками высокогорий в пределах Главного и Бокового хребтов (от верховьев Терека до северо-западного склона горы Базардюзю) со следами древнего и небольшими участками современного оледенения.

Для северных макросклонов Западного и Центрального Кавказа характерно наличие куэстовых гряд, вытянутых параллельно Боковому хребту, с обрывистыми юго-юго-западными склонами и пологими северо-северо-восточными. Наиболее высокая из этих гряд – Скалистый хребет с высотами до 3646 м (гора Каракая). Его гребень и привершинные плато сложены известняками верхней юры и нижнего мела. На привершинных плато и пологих северо-северо-восточных склонах развит карст в виде воронок, котловин, сухих долин, местами каров. Хребет расчленен консеквентными по отношению к северному макросклону Большого Кавказа долинами на отдельные массивы, наиболее высокие из которых в плейстоцене испытывали оледенение. Расположенная севернее куэста с высотами до 1500 м,

сложенная в пригребневой ее части верхнемеловыми известняками, образует Пастбищный хребет. Самая северная и наиболее низкая из куэст, образующая Лесистый хребет, сложена неогеновыми породами.

В Восточном Кавказе, к северу от Бокового и Водораздельного хребтов, к востоку от реки Аргун, располагается сложная система средне- и низкогорных хребтов: Андийский, Богосский, Нукатль, вытянутые в северо-восточном направлении; Гимринский, ориентированный в меридиональном направлении; Самурский, протягивающийся параллельно массивам Бокового хребта. По северной периферии этого горного узла хребты сложены карбонатными породами верхней юры и мела. Склоны речных долин здесь зачастую представляют собой отвесные обрывы. Южнее хребты сложены глинистыми сланцами нижней и средней юры. На меридиане города Владикавказа, к северу от реки Сунжа, располагаются вытянутые в широтном направлении Сунженский (с высотами до 926 м) и Терский (до 664 м) хребты.

Для Большого Кавказа характерна наибольшая в России глубина эрозионного расчленения – в среднем 1500–2000 м и до 2500–3000 м в верховьях рек Чегем и Теберда, чему способствуют большое поднятие на неотектоническом этапе и близость основных базисов эрозии – Черного и Каспийского морей.

Современные тектонические структуры Большого Кавказа начали формироваться в юре. Ранее развивались структуры доюрского складчатого основания. В начале юры имели место опускание данной территории и трансгрессия моря, сменявшиеся на отдельных участках поднятиями. На рубеже средней и поздней юры почти вся территория Кавказа испытала поднятие, сопровождавшееся складчатостью в осевой зоне Большого Кавказа и внедрением интрузий. В поздней юре последовали очередное опускание сформировавшихся к этому времени тектонических структур и трансгрессия моря.

По мере расширения и углубления геосинклинальных прогибов накопление терригенных осадков сменилось накоплением карбонатных отложений. Сформировались мощные толщи органогенных известняков, слагающих ныне Скалистый хребет. Поднятия, имевшие место в конце юры, обусловили регрессию моря. С начала мела территория вновь испытывала опускание, сопровождавшееся расширением морских бассейнов и накоплением карбонатных осадков. Поднятия на границе раннего и позднего мела отразились в смене условий осадконакопления: вместо известняков в это время накапливались мергели и песчано-глинистые осадки.

Во время последовавшей затем позднемеловой трансгрессии вновь формировались толщи органогенных известняков. В палеогене на месте геосинклинальной зоны Большого Кавказа возникла система геоантиклиналей, объединившаяся в крупное геоантиклинальное поднятие, по периферии которого продолжалось накопление морских осадков. Обширный массив суши, образовавшийся в связи с появлением и разрастанием геоантиклинального поднятия, по крайней мере, до середины неогена оставался островом.

В неогене в связи с активизацией поднятий площади морей в Предкавказье и Закавказье сокращались, расширялась зона распространения континентального осадконакопления. Неогеновым поднятиям сопутствовали складкообразование и вулканизм. Неотектонические поднятия в осевой зоне Большого Кавказа со-

проводились поднятием краевой части Скифской плиты, ставшей северным макросклоном Большого Кавказа. Селективная денудация в ее пределах, в частности, активная эрозия, обусловили обособление в рельефе Бокового, Скалистого, Пастбищного, Лесистого и многих других хребтов.

Климат и обусловленные им природные явления

Климат Горного Крыма и российской части Большого Кавказа характеризуется как общими чертами, так и существенными региональными особенностями.

Климат Горного Крыма, несмотря на его небольшую территорию, достаточно контрастен.

Климат южного берега Крыма, защищенного от северных ветров Главной грядой, по своему характеру соответствует средиземноморскому. Средняя температура января составляет здесь около $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$, июля (и августа) – $+24\text{ }^{\circ}\text{C}$. Сумма активных температур – около $3400\text{ }^{\circ}\text{C}$. Осадки выпадают преимущественно в холодное время года. Их годовое количество не превышает 500 мм . Среднегодовая разность осадков и испаряемости достигает 600 мм .

В привершинной части Главной гряды (на яйлах) средняя температура января изменяется от минус 4 до минус $5\text{ }^{\circ}\text{C}$, июля – от $+15$ до $+16\text{ }^{\circ}\text{C}$. Сумма температур выше $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ составляет $1800\text{--}2400\text{ }^{\circ}\text{C}$. Годовое количество осадков в западной части Главной гряды равно $1000\text{--}1200\text{ мм}$, в восточной – $600\text{--}700\text{ мм}$. Увлажнение в западной части Главной гряды достаточное и избыточное, в восточной – недостаточное.

У северного подножья Главной гряды, а также в пределах Внутренней и Внешней гряд средние январские температуры составляют от минус 1 до минус $2\text{ }^{\circ}\text{C}$, средние температуры июля – около $+22\text{ }^{\circ}\text{C}$. Сумма активных температур достигает $2800\text{ }^{\circ}\text{C}$. Годовое количество осадков здесь не превышает 500 мм . Среднегодовая разность осадков и испарения равна $200\text{--}400\text{ мм}$.

Большой Кавказ расположен на границе умеренного и субтропического климатических поясов. Высокогорный барьер Большого Кавказа затрудняет перенос холодных воздушных масс с севера в Закавказье и теплых – с юга в Предкавказье.

Российская часть Большого Кавказа, за исключением побережья Черного моря на участке от границы с Абхазией до Туапсе, с субтропическим климатом средиземноморского типа, располагается в умеренном климатическом поясе.

Нижняя часть северного макросклона Большого Кавказа примерно до высот $2000\text{--}2500\text{ м}$ находится преимущественно под воздействием атмосферных процессов, развивающихся над югом европейской части страны и обостряющихся у горного барьера. Северные склоны Большого Кавказа являются наветренными по отношению к циклонам, которые перемещаются над Русской равниной в ее средних широтах. Средние январские температуры в предгорьях Большого Кавказа отрицательные – от минус 2 до минус $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (на Ставропольской возвышенности). Холодный период со среднесуточными температурами ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в предгорьях продолжается $90\text{--}95$ дней. К северо-западу он сокращается до $60\text{--}65$ дней. С высотой продолжительность холодного периода увеличивается до $100\text{--}130$ дней.

В июле в предгорьях в северо-западной части Кавказа средние месячные температуры составляют (+22...+24) °С, в юго-восточной части, в низовьях рек Сунжа, Аргун и Сулак, – до +25 °С. С высотой температуры постепенно понижаются и на верхней границе леса, на отметках около 2000–2500 м, не превышают +10 °С. В Западном Предкавказье, до Ставропольской возвышенности, выпадает 700–800 мм осадков, в Восточном, за Ставропольской возвышенностью, – 400–600 мм. С подъемом в горы количество осадков увеличивается до 800–900 мм. В горных долинах и котловинах между Боковым и Скалистым, Скалистым и Пастбищным хребтами в ветровой тени количество осадков меньше – 600–650 мм.

В причерноморской части Большого Кавказа средние январские температуры положительные – от +2 до +6 °С, хотя в отдельные дни температура воздуха может опускаться ниже нулевой отметки. Абсолютный минимум температур в Сочи равен минус 15 °С. Средняя июльская температура здесь составляет около +24 °С, а сумма среднесуточных температур выше +10 °С достигает 4400 °С. Основная часть осадков (1000–1200 мм) выпадает в зимний период. Здесь же, на склонах горы Ачишко, выпадает максимальное не только для Кавказа, но для всей России количество осадков – 3200 мм.

В высокогорной зоне Большого Кавказа климат формируется под влиянием свободной атмосферы, что проявляется в усилении роли западных ветров, уменьшении с высотой температуры воздуха и количества осадков. На нижней границе высокогорной зоны (высоты около 2500 м) устойчивый снежный покров лежит в среднем с декабря до середины апреля. Высота его в основном определяется ориентировкой хребтов. Максимальная высота снежного покрова, до 1,5 м и более, отмечается на наветренных склонах в юго-западной части Большого Кавказа.

Кавказ имеет наибольшую среди горных стран площадь современного оледенения – около 1000 км². Общая численность ледников – 1498. Снеговая линия в западной части Большого Кавказа располагается на отметках 2800–3200 м, в восточной – на отметках от 3600 до 4000 м. Наибольшее количество ледников находится на Центральном Кавказе, в районе Эльбруса: здесь их более 50, общей площадью 122 км², в т.ч. самый крупный долинный ледник в России Безенги, длиной 17,6 км и площадью 36,2 км².

Реки российской части Большого Кавказа имеют смешанное или преимущественно дождевое питание. Длительное половодье слагается из ряда паводковых волн (до семи) в течение теплого времени года. Для рек, дренирующих северный макросклон Большого Кавказа, характерна высокая мутность: до 700 г/м³ у Кубани, до 2000 г/м³ у Терека (в паводок до 82000 г/м³), до 2880 г/м³ у Сулака (в паводок до 55000 г/м³). Исключительно высокая мутность Терека и Сулака связана с широким распространением в юго-восточной части Большого Кавказа легко размываемых глинистых сланцев и мергелей.

Ландшафтная структура

Ландшафтная структура Крымских гор весьма специфична. На поверхности яйл, образующих вершинный пояс Крымских гор, в условиях относительно

прохладного лета, высокого атмосферного увлажнения и сильных ветров отмечается ксерофитность растительности. Связано это с тем, что основная часть дождевых осадков и талых снеговых вод поглощается закарстованными массивами известняков. Здесь располагаются горные луга с разреженным покровом из злаков, массивы трещиноватых, лишенных растительности известняков, горные луговые степи с порослью дуба и стелющимися формами можжевельника. В летнее время иссушающее действие на поверхность Яйл оказывают и характерные для них сильные ветры.

Ниже, в интервале высот от 1300 до 1000 м, располагается пояс горных лесных ландшафтов. В его пределах на бурых лесных почвах по южному склону произрастают буковые леса с примесью клена, граба, крымской сосны, по северному склону – леса из бука, граба, дуба и крючковатой крымской сосны. На отметках ниже 700 м преобладают леса из скального дуба на коричневых почвах. Внутреннюю и Внешнюю гряды ранее занимали низкорослые дубняки, переходящие в горную лесостепь с грабинником и держидеревом, с разреженным травостоем из злаков и полыней на щебнистых каштановых почвах и черноземах, сейчас здесь располагаются сельхозугодья.

Нижняя часть южного склона Крымских гор примерно до высоты 300 м ранее была повсеместно занята ксерофитными дубово-можжевельновыми низкоствольными лесами с примесью земляничного дерева, иглицы, ладанника с лианами (плющом, ломоносом), с вечнозеленым и листопадным кустарниковым ярусом на красно-бурых почвах, обычно щебнистых. На отдельных участках эти леса существуют и в настоящее время. На площадях с выходами коренных пород, местами перекрытых чехлом щебнистого коллювия, обычны заросли типа шибляка из грабинника, держидерева и низкорослой поросли дуба.

Восточнее Алушты леса по южному склону Крымских гор постепенно замещаются кустарниковыми зарослями типа шибляка с разреженным покровом из колючих и опушенных трав на щебнистых коричневых почвах.

Для Большого Кавказа характерна сложная система из горных нивально-гляциальных, луговых, лесных и степных ландшафтов.

На высотах более 2800 м в западной части Большого Кавказа, 3200 м в центральной и около 3800 м в его восточной части распространены нивально-гляциальные ландшафты. Они формируются в условиях свободной атмосферы, на фоне западного переноса воздушных масс. В течение всего года осадки здесь выпадают в твердом виде. Большая часть склонов в течение всего года покрыта снегами, кары, цирки и троговые долины заняты ледниками либо ледниковыми отложениями, местами ледниковыми озерами. На склонах крутизной более 70° снежный покров не держится. Это скальные выступы с осыпями в основании. Господствует морозное выветривание, склоновые процессы весьма динамичны. Наблюдается осыпание продуктов выветривания, периодически происходят обвалы, сходят лавины. Этот обломочный материал в больших объемах поступает в расположенные ниже ландшафтные пояса. Талые снеговые и ледниковые воды вблизи нижней границы нивально-гляциального пояса питают многочисленные ручьи и реки и тем самым увлажняют расположенные ниже по склонам ландшафты.

Ниже пояса нивально-гляциальных ландшафтов располагается пояс высокогорных альпийских и субальпийских лугов. Его нижняя граница в зависимости от гидротермических условий проходит на высотах от 2400 до 2800 м. В этом поясе зимой атмосферные осадки выпадают в твердом виде, а летом – в жидком. При значительном их количестве и средних температурах июля от +11 до + 8 °С здесь создаются условия избыточного увлажнения. Дополнительное количество влаги сюда поступает в виде талых снеговых и ледниковых вод из расположенного выше нивально-гляциального пояса. Обилие влаги в грунтах благоприятствует произрастанию на поверхностях крутизной менее угла естественного откоса для щебнистых масс (обычно менее 40°) сочных луговых трав и образованию торфянистых или перегнойных луговых почв. Луга отличаются высоким травостоем из злаков, осок и разнотравья. Горные луга чередуются со скальными выступами и каменистыми осыпями. В западной и центральной частях Большого Кавказа на субальпийских лугах встречается рододендрон кавказский, а на скалах и осыпях – крупка и камнеломка.

Наибольшие площади в пределах Большого Кавказа занимает горно-лесной пояс. В верхней его части на западе на бурых оподзоленных почвах произрастают елово-пихтовые леса, на востоке, на подзолистых почвах, – сосновые леса. Ниже располагаются буковые, буково-грабовые, дубово-грабовые и дубовые леса на горных лесных бурых почвах.

Горные лесные ландшафты не везде образуют сплошной пояс. От меридиана Эльбруса и восточнее в пределах этого пояса значительные площади занимают лесостепные и степные ландшафты. Лесов нет, в частности, на южных крутых склонах куэст и в межгорных котловинах, отличающихся засушливым климатом.

Предгорья занимают лесостепные и степные ландшафты. Здесь по склонам транзитных речных долин произрастают дубовые (на западе) и дубово-грабинниковые (на востоке) леса с кустарниковым подлеском соответственно на серых лесных и бурых почвах. На междуречьях располагаются злаково-разнотравные луговые степи на луговых черноземах. В дагестанской части Большого Кавказа большую часть предгорий занимают сухостепные ландшафты.

Физико-географические области

По особенностям строения рельефа, определяющим климатические условия разных участков Крымско-Кавказской горной страны, а вместе с тем структуру высотной поясности и специфику региональных ландшафтов, в ее пределах выделяется пять горных областей: Горный Крым (1), Низкосреднегорный Северо-Западный Кавказ (2), Низкосреднегорный Западный Кавказ с высокогорьями в осевой части (3), Высокогорный Центральный Кавказ с низко- и среднегорьями (4), Низко-среднегорный и высокогорный Восточный Кавказ (5) (рис. 13).

Область Горного Крыма (1) включает Главную гряду и расположенные к северу от нее Внутреннюю и Внешнюю гряды.

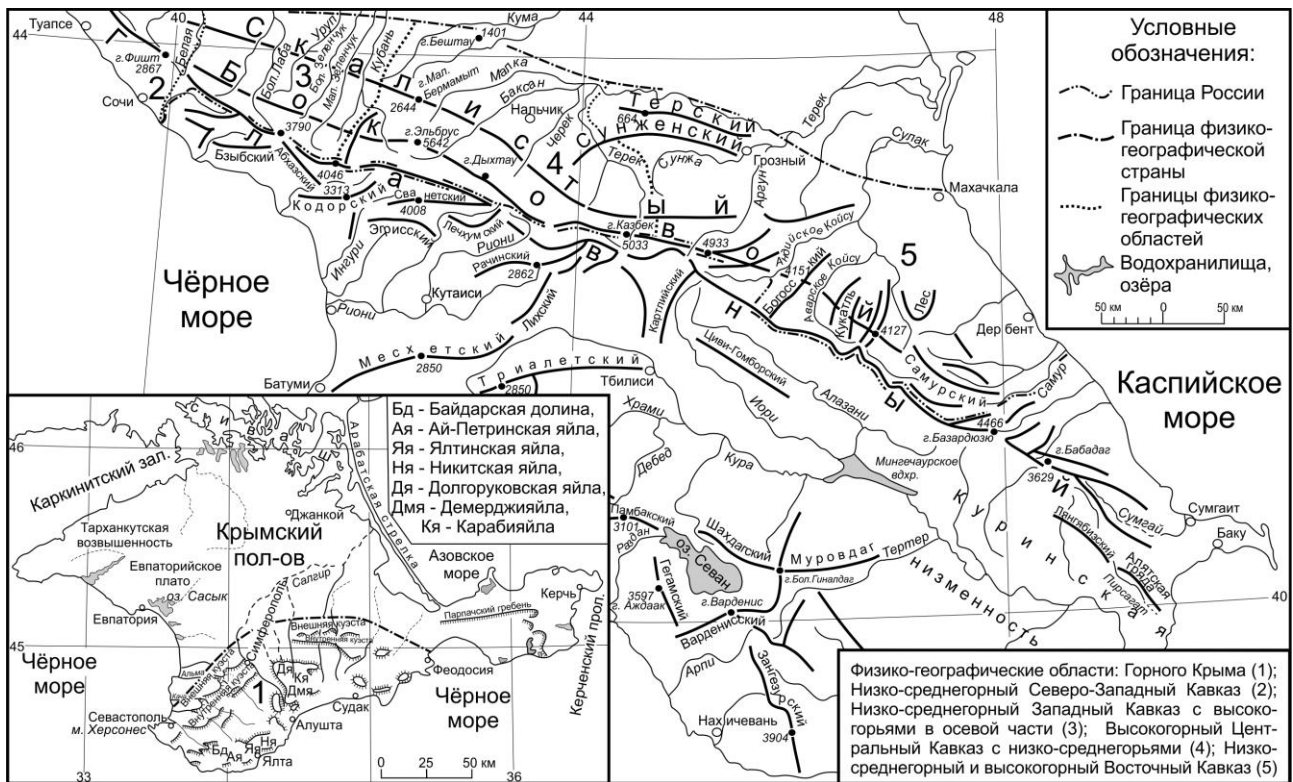


Рис. 13. Ландшафтные зоны и физико-географические (ландшафтные) страны

Область Низкосреднегорного Северо-Западного Кавказа (2) простирается от Таманского полуострова до горы Фишт.

В пределах Таманского полуострова сформирована система брахиантиклинальных складок субширотного простирания из палеогеновых и неогеновых глинистых отложений, образующих гряды уплощенных куполовидных возвышенностей с высотами до 164 м. На некоторых из них располагаются грязевые вулканы. Синклинальные понижения между ними заняты лиманами либо осушенными участками, используемыми под земледелие.

К юго-востоку от Витязевского лимана и города Анапы в рельефе выражены увалы высотой от 150 до 200 м, вытянутые с северо-запада на юго-восток, сменяющиеся низкогорными пологосклонными округловершинными хребтами, высота которых увеличивается в направлении горорда Туапсе до 800–900 м. Увалы и сменяющие их хребты – это антиклинальные складки, сложенные верхнемеловыми и нижнепалеогеновыми известняками, мергелями, глинистыми сланцами и песчаниками. Разделяющие хребты синклинальные понижения заняты широкими речными долинами. Поперечные долины, пересекающие хребты вкрест их простирания, заложенные по зонам разломов северо-восточного простирания, узкие и глубокие.

Ширина низкогорной полосы у Анапы – около 30 км, у Туапсе – около 75 км, а в поперечнике от Сочи до города Лабинска – 150 км. Общая протяженность Северо-Западного Кавказа – около 250 км. Площадь области – около 17 тыс. км².

К юго-востоку от Туапсе в рельефе четко выражены Главный, или Водораздельный, хребет, высота которого растет в направлении горы Фишт от 1000 до 2867 м, а также куэстовые хребты северного макросклона Большого Кавказа: Скалистый (от 800 до 2368 м), Пастбищный (до 900 м), Лесистый (до 600 м).

На Черноморском побережье от Туапсе до границы с Абхазией на высотах до 400 м климат субтропический, средиземноморского типа, с мягкой зимой (средняя температура января более +4 °С, радиационный баланс положительный) и теплым летом (средняя температура июля (+22...+24) °С). Сумма активных температур здесь достигает 4400°. Годовое количество осадков составляет 1200–1600 мм, бóльшая их часть выпадает осенью и зимой. Северо-западнее Туапсе количество осадков сокращается от 1200 до 700–600 мм. Осадки здесь также выпадают преимущественно осенью и зимой; лето, как правило, сухое. Январские температуры ниже +4 °С, радиационный баланс отрицательный, июльские – около +22 °С. Сумма активных температур не превышает 3600 °С. В районе Новороссийска в зимние месяцы через поперечный проход в низких горах со стороны Азово-Кубанской низменности периодически происходят прорывы холодного воздуха в виде шквалистого северо-восточного ветра – боры. Скорость боры достигает 30–35 км/ч. Температура воздуха при этом понижается до (–15...–20) °С.

По северной периферии Северо-Западного Кавказа годовое количество осадков не превышает 800 мм. Здесь также четко выражен зимний максимум осадков. Снежный покров появляется во второй половине декабря. В отдельные годы устойчивый снежный покров вообще не устанавливается: он неоднократно образуется при похолоданиях и исчезает при оттепелях.

На высотах более 500 м толщина снежного покрова увеличивается с высотой от 10 см на крайнем северо-западе области до 3–4 м на склонах горы Ачишко. К юго-востоку от Туапсе на высотах более 1500 м в течение всего лета возможно понижение температуры воздуха до отрицательных значений. С высотой количество осадков увеличивается до 1600–3700 мм (на склонах Ачишко).

Для большей части области характерно превышение осадков над испаряемостью, которое составляет от 100 мм на крайнем северо-западе до 1000 мм и более по южным склонам Главного хребта, на участке от горы Шесси до курорта Красная Поляна. По северной периферии области, на участках, примыкающих к Азово-Кубанской низменности, количество выпадающих осадков примерно равно или меньше испаряемости. Реки, дренирующие Северо-Западный Кавказ, имеют паводочный режим. В их питании принимают участие талые снеговые воды, подземные воды и дожди, имеющие ливневой характер. Модуль стока здесь достигает 15 л/с с 1 км², а в окрестностях горы Фишт и более.

На севере области подножья гор заняты луговыми степями на черноземах и широколиственными лесами преимущественно из дуба на горно-коричневых почвах. Значительные площади здесь заняты пашней, садами и виноградниками. Горно-лесной пояс, поднимающийся по склонам горы Фишт до высоты 2200 м, представлен широколиственными лесами с колхидскими элементами, сменяющимися с высотой смешанными и хвойными лесами. На склонах Фишта выше

пояса горных лесов располагаются горно-луговой пояс. На Черноморском побережье в пределах территории с субтропическим климатом местами сохранились реликтовые колхидские широколиственные леса с вечнозелеными деревьями (самшит, тис), кустарниками (падуб, лавровишня, понтийский рододендрон), густо обвитыми вечнозелеными и листопадными лианами, на желтоземных почвах, выше по склонам их сменяют буковые, смешанные и елово-пихтовые леса.

Область Низкосреднегорного Западного Кавказа с высокогорьями в его осевой части (3) простирается от меридиана горы Фишт до верховьев реки Кубань примерно на 220 км. Ширина российской части большого Кавказа в пределах этой области изменяется от 100 до 150 км. Площадь области – около 30 тыс. км².

Примерно одну треть всей площади занимают высокогорья с отметками высот более 2500 м, остальную часть – примерно поровну низко- и среднегорья.

Высшая точка западного Кавказа гора Домбай-Ульген (4046 м) располагается в пределах Главного хребта, высота которого в этой области в среднем составляет около 3200 м. Расположенный севернее Боковой хребет, расчлененный верховьями Кубани и Лабы на отдельные массивы, на ряде участков достигает высоты 3200 м и более, в частности, гора Уруп в верховьях реки Уруп (приток Кубани) имеет отметку 3232 м. Отметки вершин Скалистого хребта изменяются от 1000 до 1700 м, Пастбищного – от 800 до 1000–1200 м, Лесистого – от 400 до 920 м.

Водораздельный хребет в этой области сложен допалеозойскими магматическими и метаморфическими горными породами, Боковой хребет – преимущественно палеозойскими породами, Скалистый, Пастбищный и Лесистый хребты – толщами осадочных пород юры, мела, палеогена и неогена.

Климат области на высотах до 2000–2200 м умеренно континентальный, он формируется под влиянием теплых и относительно влажных воздушных масс, поступающих с северо-запада. Северные склоны Лесистого, Пастбищного и Скалистого хребтов, вытянутых с северо-запада на юго-восток, получают больше влаги (до 900 мм), чем их южные склоны (до 450 мм). Мало влаги (менее 500 мм) получают и продольные депрессии, разделяющие эти хребты. Максимум осадков наблюдается в конце весны и летом. Средняя июльская температура в долинах составляет (+22...+24) °С, на высоте около 2200 м она равна +10 °С. Средняя январская температура в долинах – (–2...–5) °С, на высоте 2000 м – до минус 15 °С.

На высотах более 2000 м климат области формируется под влиянием западного переноса воздушных масс в свободной атмосфере. В западной части области на высотах от 2000 до 3000 м выпадает от 1500 до 2500 мм осадков, в восточной – 1200–1600 мм. В глубоких долинах и котловинах количество осадков не превышает 600 мм в год. Июльские температуры на высотах от 2000 до 2800 м составляют от +10 до +6 °С. В зимнее время здесь устанавливается устойчивый снежный покров мощностью до 1–2 м в понижениях и до 60 см на пологих склонах. Для области, относящейся к бассейну Кубани, характерна большая величина стока. Модуль стока здесь достигает 60 – 100 л/с с 1 км². Реки

в их верховьях, расположенных в высокогорной части области, имеют преимущественно ледниково-снеговое и снеговое питание, ниже по течению, в средне- и низкогорье, – в основном снеговое и дождевое.

Вся высокогорная часть области несет следы плейстоценовых оледенений, представленных троговыми долинами, карами, цирками, карлингами. Лестницы каров в верховьях долин фиксируются на высотах от 2300 до 3000 м. Современные ледники располагаются на участках хребтов, поднимающихся выше 3000 м.

Северную низкогорную часть области до высот 500–600 м занимают лесостепные ландшафты, представленные дубовыми и дубово-грабинниковыми лесами на горных лесных бурых почвах и злаково-разнотравными лугами на лугово-черноземных почвах.

Выше, примерно до 2000 м, располагается горно-лесной пояс. На северных более увлажненных склонах растут широколиственные буковые и буково-грабовые леса на бурых и перегнойно-карбонатных почвах. По сухим южным склонам растут дубовые леса на маломощных бурых лесных почвах, чередующиеся с каменистыми осыпями на скалистых склонах куэст. Верхнюю часть горно-лесного пояса занимают преимущественно хвойные леса, представленные сосной Коха, пихтой Нордмана и елью восточной. В подлеске встречается тис ягодный. По площади преобладают сосняки с примесью клена платановидного, березы, осины, ивы козьей и реже дуба черешчатого.

Субальпийский пояс лежит в интервале высот от 2000–2200 до 2500–2800 м. Здесь распространены разнотравно-злаковые луга, отличающиеся большой видовой насыщенностью (до 25 видов на квадратный метр).

Альпийский пояс с сомкнутой низкотравной растительностью располагается на высотах 2800–2900 м, а на южных склонах поднимается до отметок 3000–3200 м.

Нивально-гляциальные ландшафты лежат выше 3000–3200 м.

Область Высокогорного Центрального Кавказа с низко- и среднегорьями по его северному макросклону (4) простирается от верховьев Кубани до верховьев Терека примерно на 200 км. Ширина ее на этом участке изменяется от 125 до 100 км. Площадь области – около 22 тыс. км². Почти половину всей области занимают высокогорья. Здесь располагаются все пятитысячники Большого Кавказа и большая часть его ледников.

Летом на высотах более 3700 м температура воздуха, как правило, отрицательная. На высотах от 2000 до 2800 м средняя температура августа (самого теплого месяца) изменяется от (+12...+10) °С до +8° С. Реки, берущие свое начало в высокогорье, имеют преимущественно ледниково-снеговое питание и растянутое (до 6 месяцев) половодье. Максимальные расходы отмечаются в августе. Модуль стока в верховьях Кубани, Маки, Баксана, Чегема доходит до 60–100 л/с с 1 км².

Лесной пояс в зависимости от экспозиции и увлажнения склонов простирается до высоты 2000–2400 м. В его пределах растут буковые и сосновые леса,

по днищам глубоких долин – ольха серая с подлеском из бересклета бородавчатого, калины обыкновенной, смородины Биберштейна. Буковые леса представлены в долине Черка Балкарского и распространены до высоты 1550 м. В их подлеске растут бузина черная, лещина обыкновенная. Характерен густой травяной покров с недотрогой обыкновенной, снытью обыкновенной, страусником и др. В сосновых лесах подлеска практически нет. На верхнем пределе горно-лесного пояса растут влажные сосново-березовые и березовые леса с рододендроном и ивами в подлеске.

Высотный интервал 2300–2600 м занимает субальпийский пояс. Здесь преобладают разнотравно-злаковые луга с густым высоким травостоем на горно-луговых почвах. Среди лугов на щебнистых склоновых отложениях располагаются заросли кустарников с преобладанием кавказского рододендрона.

Выше, на отметках от 2500 до 3500 м, лежит альпийский пояс с альпийскими лугами из низкотравных мелкозлаково-разнотравных группировок на маломощных торфянистых или горно-луговых почвах.

Над ним мозаичными пятнами на высотах от 3300 до 3700 м выделяется субнивальный пояс.

Выше 3700 м располагается нивальный пояс с вечными снегами и ледниками.

Область Низкосреднегорного с участками высокогорий Восточного Кавказа (5) простирается от меридиана горы Казбек до северо-западного склона горы Базардюзю и долины реки Самур. Она включает высокогорные Главный и Боковой хребты и сложную систему низко- и среднегорных хребтов в бассейнах рек Сунжи и Сулака.

Хребты Андийский, Богосский и Нукатль вытянуты в северо-восточном направлении и имеют высоту в основном от 1500 до 2000 м. Хребет Гимринский, ориентированный в меридиональном направлении имеет высоту от 900 до 3000 м (в среднем 1500–1900 м). Высота Самурского хребта, протягивающегося параллельно массивам Бокового хребта, также изменяется от 900 до 3000 м. На междуречье Сунжи и Терека располагаются субширотные низкогорные Сунженский и Терский хребты с высотами в пределах области от 400 до 600 м. Между Терским и Сунженским, Сунженскими и Скалистым (восточнее Андийским) хребтами располагаются межгорные котловины с отметками днищ от 400 до 200 м (в долине Самура до 100 м), открывающиеся в сторону Каспийского моря.

Область удалена от влажных западных воздушных масс. Климат низкосреднегорной части области умеренно континентальный. Лето в котловинах жаркое. Средняя температура июля (+22...+23) °С. Сумма активных температур в котловинах достигает 3600 °С. Зимой в котловинах холоднее, чем на склонах соседних хребтов. Средняя температура января здесь изменяется от минус 2,5 до минус 6 °С. На высоте около 1600 м средняя температура июля составляет (+15...+16) °С, а сумма активных температур – около 1200 °С. На высоте около 2000 м средняя температура июля не превышает +10 °С. Выше 3200 м июльские температуры становятся отрицательными.

Для области характерна сложная структура высотной поясности. По периферии межгорных котловин на высотах до 400 м располагаются сухостепные ландшафты. Склоны южной экспозиции заняты полынно-типчачковыми, типчачково-бородачевыми и злаково-разнотравными степями. На склонах северной и восточной экспозиций растут сухолюбивые кустарники с преобладанием держидерева.

Выше, до отметок 600–700 м, с ростом увлажнения на склонах появляются дубовые и дубово-грабинниковые редколесья на горно-лесных бурых почвах, чередующиеся с пырейно-ковыльными растительными группировками на темно-каштановых почвах.

Еще выше, примерно до 1500 м, располагается низко-среднегорный степной пояс. В растительном покрове здесь преобладают бородачевые, пырейные и типчачково-ковыльные растительные группировки на маломощных щебнистых горно-черноземных почвах. На восточном склоне вытянутого вдоль побережья Каспийского моря Гимринского хребта на тех же высотах растут буково-грабовые леса на горно-лесных бурых почвах.

В интервале высот 1500–2000 м располагается лугово-степной пояс. Платообразные междуречья и склоны речных долин заняты злаково-разнотравными растительными группировками на лугово-черноземных почвах. Луговые степи на этих высотах с пырейными, пырейно-типчачковыми и полынно-злаковыми растительными группировками есть и в пределах Бокового хребта по склонам южной экспозиции. По склонам северной и западной экспозиций Бокового хребта на этих же высотах растут буково-грабовые, дубовые и сосновые леса, не образующие сплошного пояса.

До высоты 2500 м склоны хребтов занимают субальпийские луга овсяницево-разнотравные, кострово-вейниковые, вейниково-разнотравные на горно-луговых дерновых почвах.

Выше субальпийских лугов, до высоты примерно 3000–3200 м, располагаются альпийские мелкозлаково-осоково-разнотравные, злаковые и кобрезиевые луга, чередующиеся со скальными выступами и каменистыми осыпями.

Примерно до высоты 3500–3700 м располагается субнивальный пояс с мозаичным растительным покровом из мхов, лишайников и криофитных трав.

Выше располагается нивально-гляциальный пояс с древним альпинотипным рельефом. Современное оледенение распространено незначительно. Ледники, в частности, есть на склонах горы Дюльтыдаг (4127 м), располагающейся в верховьях реки Самур.

Особенности освоения территории. Особо охраняемые природные территории

Природные ресурсы Крымско-Кавказской горной страны богаты и разнообразны. В пределах Большого Кавказа находятся месторождения полиметаллов и вольфрамово-молибденовых руд. Горные луга Большого Кавказа и Яйл

в Главной гряде Крымских гор используются как летние пастбища и сенокосы. Значительны лесные ресурсы Большого Кавказа.

Однако главное богатство горной страны – рекреационный потенциал. Благоприятные климатические условия в сочетании с уникальными ландшафтами, бальнеологическими ресурсами, морскими пляжами южного берега Крыма и Северо-Западного Кавказа способствовали созданию в этом регионе лечебно-оздоровительных курортных зон. Высокогорные районы Большого Кавказа привлекают любителей горного туризма, альпинизма и горнолыжников.

Для Крымских гор характерно значительное антропогенное изменение исходных ландшафтов, связанное как с сельскохозяйственной деятельностью, так и с туристско-рекреационной нагрузкой. В пределах Большого Кавказа изменение природы носит очаговый характер, что связано с разработкой полезных ископаемых, прокладкой и эксплуатацией автомобильных дорог, вырубкой лесов. Наиболее значительные изменения претерпели ландшафты Черноморского побережья Кавказа.

С целью сохранения уникальных ландшафтов в регионе создана сеть государственных природных заповедников, национальных парков и особо охраняемых природных территорий (ООПТ) регионального значения.

В российской части Большого Кавказа в настоящее время функционирует 6 государственных заповедников: Кавказский, Кабардино-Балкарский, Тебердинский, Северо-Осетинский, Утриш, Эрзи.

Кавказский государственный природный биосферный заповедник – наиболее крупный из всех, площадью 2800 км², образован еще в 1924 году.

Заповедник располагается на границе Северо-Западного и Западного Кавказа и представляет собой группу низкогорных, среднегорных и высокогорных экосистем, расположенных на высотах от 400 до 3346 м над уровнем моря, большей частью в пределах Главного (Водораздельного) хребта. Большая часть заповедника (177 км²) находится на территории Краснодарского края, меньшая – на территории Адыгеи и Карачаево-Черкесии. В 1999 году территория заповедника включена в число объектов Всемирного природного наследия.

Во флоре заповедника зарегистрировано более 900 видов сосудистых растений, в т.ч. 165 видов деревьев и кустарников, из них 142 вида листопадных, 16 видов вечнозеленых лиственных и 7 видов хвойных. В субтропических лесах Хостинского и Западного отделов заповедника произрастают самшит колхидский, тис, падуб колхидский, лептопус колхидский, инжир карийский, 8 видов древесных лиан. Здесь располагается всемирно известная тисо-самшитовая роща, занимающая площадь 302 га.

На территории заповедника обитают 89 видов млекопитающих, 248 видов птиц, 15 видов пресмыкающихся, 9 видов земноводных, 21 вид рыб и более 10000 видов насекомых.

Кабардино-Балкарский высокогорный заповедник расположен в пределах Центрального Кавказа. Он включает наиболее высокие участки Главного и Бокового хребтов. Наивысшая точка – гора Дыхтау (5204 м) – располагается в Боковом хребте. На территории заповедника в пределах Главного хребта

находится «Безенгийская стена», включающая вершины Гестон (4859 м), Катынтау (4858 м), Джангитау (5058 м), Дгангитау Восточная (5033 м) и Шхара (5068 м). Нивально-гляциальные ландшафты занимают 60 % всей площади заповедника. На его территории располагаются 256 ледников, в т.ч. ледник Безенги, длина которого составляет 17,6 км, площадь – 36,2 км², мощность льда – до 350 м. Самая низкая точка заповедника расположена на отметке 1800 м.

Ниже нивально-гляциального пояса лежат альпийские и субальпийские луга и горные леса. В заповеднике учтено около 1000 видов сосудистых растений.

Заповедник создан в 1976 году для охраны высокогорных ландшафтов, их флоры и фауны, в частности, кавказского тура и леопарда. Площадь заповедника – около 8226 км².

Тебердинский государственный природный биосферный заповедник создан в 1936 году, занимает площадь 85,33 км². Расположен на северном склоне Главного хребта на территории Кабардино-Балкарии. Самая высокая точка, гора Домбай-Ульген, – 4046 м, самая низкая – 1260 м.

Большая часть (85 %) территории заповедника находится на отметках выше 2000 м. В высокогорной части области 38,4 % всей площади занимают скалы и осыпи, 8,5 % – ледники.

На долю альпийских и субальпийских лугов приходится 20 % всей территории, на долю горных лесов, поднимающихся до высоты 2000–2200 м, – 31,7 %; 0,7 % территории заповедника занимают озера (их 157) и реки.

В заповеднике учтено 1207 видов сосудистых растений, 470 видов мхов, 300 видов лишайников.

Фауна представлена 46 видами млекопитающих, 220 видами птиц, 7 видами рептилий, 5 видами амфибий и более чем 3000 видов насекомых.

Северо-Осетинский заповедник создан в 1967 году для сохранения в естественном состоянии и изучения характерных природных комплексов северного макросклона Центрального Кавказа. В настоящее время его площадь составляет 295,4 км².

Заповедник расположен в интервале высот от 650 до 4249 м над уровнем моря. С севера на юг в его пределах сменяют друг друга хребты Лесистый, Пастбищный, Скалистый, Боковой и Главный (Водораздельный). На территории располагаются 76 ледников общей площадью 37 км². Самый крупный ледник – Цейский, площадью 9,7 км² и длиной 8,6 км, спускающийся в лесной пояс до высоты 2300 м. Реки заповедника – Ардон, Садон, Баддон, Цажиодон и другие – берут свое начало с ледников, что обуславливает характерное для них растянутое весенне-летнее половодье.

Флора заповедника насчитывает свыше 1500 видов цветковых растений.

На территории заповедника выявлено более 2000 видов беспозвоночных животных, 4 вида земноводных, 7 видов пресмыкающихся, 175 видов птиц, есть млекопитающие, в т.ч. зубр.

Государственный природный заповедник Утриш создан в 2010 году в границах муниципального образования – город Новороссийск и города-курорта

Анапы на площади 100 км² для сохранения уникальной флоры и фауны региона, в т.ч. можжевельново-фисташкового редколесья. В заповеднике охраняются 117 видов растений-эндемиков и 16 видов третичных реликтов.

Государственный природный заповедник Эрзи создан в 2000 году на площади 59,7 км² для сохранения и изучения уникальных горных ландшафтов в пределах Джейрахско-Ассинской котловины. Треть всей территории заповедника занимают леса: до высоты 800 м – дубовые, на северных склонах в интервале высот 500–1500 м – буковые; выше 1500 м растет реликтовая крючковатая сосна, в поймах рек – облепиха, ива, серая ольха.

Государственные природные заповедники Горного Крыма – Мыс Мартьян, Ялтинский, Карадагский.

Наиболее крупный из заповедников – **Ялтинский** – создан в 1973 году на площади 145,9 км². Заповедник вытянут вдоль южного побережья Горного Крыма на 40 км от поселка Форос до поселка Краснокаменка. Располагается в интервале высот от 350 до 1320 м, местами спускается к уровню моря.

В нижней части южного склона Главной Гряды, в полосе шириной 6–8 км, наклон его поверхности в среднем составляет около 10°, в средней и верхней частях – 30–40°(местами до 70–90°). Обрывистая часть склона Главной Гряды поднимается над пологим его участком на 400–500 м. Вершина Главной гряды в пределах Айпетринской яйлы – всхолмленное плато шириной от нескольких сотен метров до 7 км, с карстовыми воронками глубиной до 250 м.

В пределах заповедника в прибрежной полосе на высотах до 700 м среднегодовая температура воздуха изменяется от +13,6 до +12 °С, средняя температура июля составляет от +24 °С на побережье до +20 °С на высоте около 500 м. Здесь отсутствует период с устойчивыми среднесуточными температурами ниже 0 °С. Годовое количество осадков равно 450–600 мм. На высоте около 800 м средняя температура июля составляет +17,8 °С, января – минус 1,5 °С. Годовое количество осадков равно 700–800 мм. На Айпетринской яйле средняя температура июля +15,4 °С, января – минус 4 °С, годовое количество осадков – 980–1050 мм.

Флора заповедника насчитывает 1363 вида сосудистых растений. Примерно 20 % всей площади занимают леса. В интервале высот от 0 до 450 м произрастают леса из дуба пушистого и можжевельника высокого с подлеском из можжевельника колючего, вечнозеленого ладанника крымского, иглицы понтийской. Выше, от 450 до 800–950 м, растут леса из сосны крымской, которые местами поднимаются до яйлы. На склонах крутизной более 30° на высотах 600–850 м растет дуб скальный. В интервале высот от 800–950 до 1000–1300 м (до яйл) по ложбинам и ущельям располагаются леса из бука и граба обыкновенного. Айпетринская Яйла занята травянистыми сообществами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

География в целом в общественном сознании, как правило, не ассоциируется с фундаментальной наукой, хотя отдельные ее отрасли, такие, например, как геоморфология, климатология, гидрология, океанология, таковыми считаются. Неопределенное положение в этом плане занимают землеведение и региональная физическая география, соответственно и физическая география России. В то же время именно общая и региональная физическая география, используя научные основы геологии, геоморфологии, климатологии, гидрологии, почвоведения и собственную теоретическую базу, в т.ч. комплексный географический (ландшафтный) подход, осуществляют синтез отраслевых знаний, выполняют функции общего естествознания и выступают в качестве основы междисциплинарных фундаментальных и прикладных географических исследований.

Объектом изучения региональной физической географии и ландшафтоведения являются геосистемы (природные территориальные комплексы – ПТК) регионального и локального уровня, а предметом ее изучения – закономерности их размещения, факторы пространственно-временной дифференциации и формирования, особенности развития, в т.ч. в условиях антропогенного воздействия. В этой связи региональная физическая география, наряду с выполнением своей информационно-просветительской функции и решением фундаментальных вопросов изучения причинно-следственных связей природных явлений, природных комплексов разного ранга, особенностей их развития, функционирования и динамики, позволяет решать важные для общества прикладные задачи, связанные с оценкой масштабов и особенностей антропогенной трансформации природных комплексов, тенденций их развития, определением природного потенциала и экологической емкости ландшафтов, разработкой схем рационального природопользования.

Изучаемые региональной физической географией природные комплексы разного ранга приобретают новые функции в жизни общества, которые ранее не рассматривались географической наукой. Прежде всего это их аттрактивность – привлекательность для реализации разнообразных потребностей человека: образовательных, эстетических, рекреационных, эмоциональных и т.д.

Авторы пособия надеются, что, изучив дисциплину «Физическая география и ландшафты России», студенты-географы не только приобретут необходимый объем знаний, умений и навыков, но и осознают, что заниматься географическими исследованиями интересно, перспективно и что перед ними открывается необозримое поле деятельности.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ И РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Учебная

1. Алпатьев, А.М. Физическая география СССР [Текст] / А.М. Алпатьев, А.М. Архангельский, Н.Я. Подошпелов. – М. : Высш. шк., 1973. – 336 с.
2. Гвоздецкий, Н.А. Физическая география СССР. Азиатская часть [Текст] : учеб для студентов геогр. спец. вузов. 4-е изд., испр. и доп. – М. : Высш. шк., 1987. – 448с.
3. Давыдова, М.И. Физическая география СССР. Т.1.: Общий обзор. Европейская часть СССР [Текст] / М.И. Давыдова, Э.М. Раковская, Г.К. Тушинский. – М. : Просвещение, 1989.
4. Макунина, А.А. Физическая география СССР [Текст]. – М. : Изд-во МГУ, 1985. – 291 с.
5. Мильков, Ф.Н. Физическая география СССР. Общий обзор. Европейская часть СССР. Кавказ [Текст] : учеб. для студентов геогр. спец. вузов. 5-е изд., перераб. и доп. – М., 1986. – 376 с.
6. Раковская, Э.М. Физическая география России [Текст] / Э.М. Раковская, М.И. Давыдова : учеб. для вузов. – М. : ВЛАДОС, 2001. – Ч. 1, 2.
7. Раковская, Э.М. Физическая география России [Текст] : учеб. : в 2 ч. – М. : Владос, 2003. – 304 с.

Общая

1. Александровский, А.Л. Эволюция почв и географическая среда [Текст] / А.Л. Александровский, Е.И. Александровская. – М. : Наука, 2005. – 223 с.
2. Алехин, В.В. Растительность СССР в ее основных зонах [Текст]. – М., 1951. – 512 с.
3. Алисов, Б.П. Климат СССР [Текст]. – М., 1956. – 125 с.
4. Архипов, С.А. Западно – Сибирская равнина [Текст] / С.А. Архипов, В.В. Вдовин [и др.]. – М. : Наука, 1970.
5. Бадюков, Д.Д., География России [Текст] / Д.Д. Бадюков, О.К. Борсук, О.К. Волкова [и др.]. – М. : Энцикл., 2005. – 304 с. – Серия «Библиотека новой Российской Энциклопедии».
6. Баулин, В.В. Геокриологические условия Западно-Сибирской равнины [Текст] / В.В. Баулин, Е.Б. Белопухова, Г.И. Дубиков, Л.М. Шмелев. – М. : Наука, 1967. – 215 с.
7. Берг, Л.С. Географические зоны Советского Союза [Текст]. – 3-е изд. – М. : Гос. изд-во геогр. лит., 1947 (Т.1); 1959 (Т.2).
8. Берега [Текст] / сост. П.А. Каплин, О.К. Леонтьев, С.А. Лукьянова, Л.Г. Никифоров. – М. : Мысль, 1981. – 479 с.
9. Воскресенский, С.С. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей : учеб. пособие для студентов геогр. специальностей вузов [Текст] / С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов [и др.]. – М. : Высш. шк., 1980. – 343 с.
10. Воскресенский, С.С. Геоморфология СССР [Текст]. – М., 1968. – 368 с.
11. Государственный доклад о состоянии окружающей среды Республики Карелия в 2005 году [Текст]. – Петрозаводск : ПетроПресс, 2006. – 344 с.
12. Григорьев, А.А. О климатических факторах географической зональности [Текст] / А.А. Григорьев, М.И. Будыко // Закономерности строения и развития географической среды. – М., 1956.
13. Григорьев, А.А. Связь балансов тепла и влаги с интенсивностью географических процессов [Текст] / А.А. Григорьев, М.И. Будыко // Закономерности строения и развития географической среды. – М., 1956.
14. Добровольский, Г.В. Почвы [Текст] / Г.В. Добровольский, Б.В. Шеремет, Т.В. Афанасьева, Л.А. Палечек. – М., 1998.

15. Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Мурманской области в 2010 году [Текст]. – Мурманск : Рекламное агентство XXI век, 2011. – 152 с.
16. Докучаев, В.В. Зоны природы и классификация почв [Текст] //Учение о зонах природы. – М., 1948.
17. Долгушин, Л.Д. Ледники [Текст] / Л.Д. Долгушин, Г.В. Осипова. – М., 1989.
18. Доманицкий, А.П. Реки и озера Советского Союза [Текст] / А.П. Доманицкий, Р.Г. Дубровина, А.И. Исаева. – Л., 1971.
19. Дроздов, К.А. Элементарные ландшафты Среднерусской лесостепи [Текст]. – Воронеж : Изд-во ВГУ, 1991. – 176 с.
20. Жучкова, В.К. Методы комплексных физико-географических исследований [Текст] / В.К. Жучкова, Э.М. Раковская : учеб. пособие для студентов вузов. – М. : Академия, 2004. – 368 с.
21. Зоненштайн, Л.П., Кузьмин М.И., Потапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР [Текст] / Л.П. Зоненштайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Потапов. – М. : Недра, 1990. – Кн. 1. – 328 с. Кн. 2 – 334 с.
22. Исаченко, А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование [Текст]. – М. : Высш. шк., 1991. – 366 с.
23. Исаченко, А.Г. Природа мира. Ландшафты [Текст] / А.Г. Исаченко, А.Л. Шляпников. – М. : Мысль, 1989.
24. Исаченко, А.Г. Теория и методология географической науки [Текст]. – М. : Академия, 2004. – 400 с.
25. Красильников, И.Н., Паланджян С.А. Геологическое строение России и сопредельных территорий [Текст] : учеб. пособие / И.Н. Красильников, С.А. Паланджян. – М. : Науч. мир, 2005. – 135 с.
26. Красная книга Мурманской области [Текст]. – Мурманск, 2003. – 400 с.
27. Кривцов, В.А. Природный потенциал ландшафтов Рязанской области [Текст] : моногр. / В.А. Кривцов, С.А. Тобратов и [др.]. ; под ред. В.А. Кривцова, С.А. Тобратова ; Ряз. гос. ун-т имени С.А. Есенина. – Рязань, 2001. – 768 с.
28. Кривцов, В.А. Особенности строения и формирования рельефа на территории Рязанской области [Текст] : моногр. / В.А. Кривцов, А.В. Водорезов. – Рязань, 2006. – 279 с.
29. Кривцов, В.А. Рельеф Рязанской области (региональный геоморфологический анализ) [Текст]. – Рязань, 1998. – 195 с.
30. Лавренко, К.М. Зональное и провинциальное ботанико-географическое подразделение европейской части СССР [Текст] / К.М. Лавренко, Г.И. Исаченко // Известия Весоюзного географического общества. – М., 1976. – Т. 108, вып. 6.
31. Лазуков, Г.И. Плейстоцен территории СССР [Текст]. – М. : Высш. шк., 1989. – 319 с.
32. Ляцинский, Н.Н. Растительность Салаирского кряжа [Текст]. – Новосибирск : Гео, 2009. – 263 с.
33. Лихачев, Д.С. Письма о добром и прекрасном. Письмо тридцать четвертое. О Русской природе [Текст] / сост. и общ. ред. Г.А. Дубровский. – 3-е изд. – М. : Детская лит., 1989. – 288 с.
34. Львович, М.И. Реки СССР [Текст]. – М., 1971.
35. Мещеряков, Ю.А. Рельеф СССР [Текст]. – М. : Мысль, 1972.
36. Милановский, Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья [Текст]. – М., 1996.
37. Мильков, Ф.Н. Природные зоны СССР [Текст]. – М. : Мысль, 1977.
38. Михайлов, Н.И. Физико-географическое районирование [Текст]. – М. : Изд-во МГУ, 1985.
39. Морфоструктура и морфоскульптура гор и общие закономерности строения рельефа СССР [Текст]. – М. : Наука, 1986.
40. Морфоструктура и морфоскульптура равнин СССР и дна окружающих его морей [Текст]. – М. : Наука, 1986.
41. Мячкова, Н.А. Климат СССР [Текст]. – М. : Изд-во МГУ, 1983. – 192 с.
42. Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири [Текст]. – М. : Наука, 1977. – 228 с.

43. Нейштадт, М.И. Палеогеография природных зон европейской территории СССР в послеледниковое время [Текст] // Известия АН СССР. – 1953. – №1. Серия «География».
44. О состоянии и использовании земель в Российской Федерации в 2010 г. : государственный национальный доклад.
45. Основы геокриологии [Текст] : в 5 ч. – Ч. 3. Региональная геокриология и историческая геокриология мира. – М., 1998.
46. Пармузин, Ю.П. Тундролесье СССР [Текст]. – М., 1967.
47. Пеков, И.В. Ловозерский массив: история исследований, пегматиты, минералы [Текст]. – Творческое объединение «Земля» Ассоциация Экоств, 2001. – 464 с.
48. Природа Рязанской области [Текст] / под ред В.А. Кривцова ; Ряз. гос. ун-т имени С.А. Есенина. – Рязань, 2008. – 407 с.
49. Прокаев, В.И. Физико-географическое районирование СССР [Текст]. – М. : Просвещение, 1983.
50. Смирнова, М.Н. Основы геологии СССР [Текст]. – М. : Высш. шк., 1984.
51. Сочава, В.Б. Введение в учение о геосистемах [Текст]. – Новосибирск : Наука, 1978. – 310 с.
52. Спиридонов, А.И. Геоморфология европейской части СССР [Текст]. – М. : Высш. шк., 1978. – 335 с.
53. Физико-географическое районирование СССР [Текст]. Характеристика региональных единиц [Текст] / под ред. Н.А. Гвоздецкого. – М. : Изд-во МГУ, 1968. – 574 с.
54. Хаин, В.Е. Геотектоника с основами геодинамики [Текст]: учеб. / В.Е. Хаин, М.Г. Ломидзе. – 2-е изд., испр. и доп. – М. : КДУ, 2005. – 560 с.
55. Чибилёв, А.А. Урал: природное разнообразие и евро-азиатская граница [Текст]. – Екатеринбург : УрО РАН, 2011. – 160 с.+ вкл.132 с.
56. Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты (пространственно-временные закономерности) [Текст] / под ред. В.Т. Трофимова. – М. : Изд-во МГУ, 1986. – 288 с.

Атласы и карты

1. Атлас СССР. – М. : ГУГК, 1985.
2. Географический атлас. – М. : ГУГК, 1983.
3. Географический атлас России. – М. : Картография, 1997.
4. Геологическая карта СССР. 1:5000000. – М. : ГУГК, 1970.
5. Гипсометрическая карта СССР. 1:4000000. – М. : ГУГК, 1983.
6. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. 1:4000000. – М. : ГУГК, 1983.
7. Карта физико-географического районирования СССР. 1:8000000. – М., 1983.
8. Криолитологическая карта СССР. 1:4000000. – М. : ГУГК, 1984.
9. Растительность СССР: Карта для высших учебных заведений. 1:4000000. – М. : ГУГК, 1990.
10. Почвенная карта СССР. 1:5000000. – М. : ГУГК, 1986.
11. Физико-географический атлас мира. – М. : ГУГК, 1964.

Учебное издание

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ И ЛАНДШАФТЫ РОССИИ

Редактор
И.Б. КАРПОВА

Технический редактор
Д.А. ФИЛАТОВ

7,36 МВ. Подписано к использованию 11.11.2016. Тираж 50 CD-ROM.

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

«Рязанский государственный университет имени С.А. Есенина»

390000, г. Рязань, ул. Свободы, 46; info@rsu.edu.ru

Тел.: +7 (4912) 28-03-89 (общий отдел)

Редакционно-издательский центр РГУ имени С.А. Есенина

390000, г. Рязань, ул. Ленина, 20а

Минимальные системные требования:

тип компьютера: IBM/PC, процессор x86, частота: 1,3 ГГц,
256 МВ RAM, свободное место на HDD 30 МВ, Windows XP и выше,
Acrobat Reader 3.0 или старше, дисковод для оптических дисков, мышь.