РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ им. В.Б. СОЧАВЫ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
V.B. SOCHAVA INSTITUTE OF GEOGRAPHY

GEOGRAPHY OF SIBERIA IN THE EARLY 21st CENTURY

IN 6 VOLUMES

Vol. 1. HISTORICAL GEOGRAPHY
Vol. 2. NATURE
Vol. 3. ECONOMY AND POPULATION
Vol. 4. NATURE MANAGEMENT
Vol. 5. WESTERN SIBERIA
Vol. 6. EASTERN SIBERIA

Editor-in-Chief
Dr. Sci. (Geogr.) *V.M. Plyusnin*

Editorial Board:
Dr. Sci. (Geogr.) *L.A. Bezrukov*, Dr. Sci. (Geogr.) *A.V. Belov*,
Dr. Sci. (Geogr.) *Yu.I. Vinokurov*, Dr. Sci. (History) *Yu.A. Zulyar*,
Dr. Sci. (Geogr.) *L.M. Korytny*, Dr. Sci. (Geogr.) *Yu.M. Semenov*,
Corr. Mem. of RAS *V.A. Snytko*, Dr. Sci. (Geogr.) *N.M. Sysoeva*,
Corr. Mem. of RAS *A.K. Tulokhonov*

ГЕОГРАФИЯ СИБИРИ В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

В 6 ТОМАХ

Том 1. ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ
Том 2. ПРИРОДА
Том 3. ХОЗЯЙСТВО И НАСЕЛЕНИЕ
Том 4. ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ
Том 5. ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ
Том 6. ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

Главный редактор
д-р геогр. наук *В.М. Плюснин*

Редакционная коллегия:
д-р геогр. наук *Л.А. Безруков*, д-р геогр. наук *А.В. Белов*,
д-р геогр. наук *Ю.И. Винокуров*, д-р истор. наук *Ю.А. Зуляр*,
д-р геогр. наук *Л.М. Корытный*, д-р геогр. наук *Ю.М. Семенов*,
чл.-кор. РАН *В.А. Снытко*, д-р геогр. наук *Н.М. Сысоева*,
чл.-кор. РАН *А.К. Тулохонов*

Volume 2

NATURE

Editors:
Dr. Sci. (Geogr.) *Yu.M. Semenov*,
Dr. Sci. (Geogr.) *A.V. Belov*

NOVOSIBIRSK
ACADEMIC PUBLISHING HOUSE "GEO"
2015

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ им. В.Б. СОЧАВЫ СО РАН

Том 2

ПРИРОДА

Ответственные редакторы:
д-р геогр. наук *Ю.М. Семенов,*
д-р геогр. наук *А.В. Белов*

ГЕО
НОВОСИБИРСК
АКАДЕМИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО "ГЕО"
2015

УДК 911.2
ББК Д82
Г353

География Сибири в начале XXI века: в 6 т. / Гл. ред. В.М. Плюснин ; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т географии им. В.Б. Сочавы. – Новосибирск : Академическое издательство “Гео”, 2015. – ISBN 978-5-906284-58-7.

Т. 2. Природа / Отв. ред. Ю.М. Семенов, А.В. Белов. – 2015. – 390 с. – ISBN 978-5-906284-90-7 (в пер.).

Книга входит в серию коллективных монографий, дающих в совокупности полное представление о современном состоянии окружающей среды Сибирского макрорегиона и проблемах его социально-экономического развития. В ней рассмотрены геологическое строение, рельеф, климат, воды, многолетняя мерзлота, современное оледенение, почвенный покров, растительный покров, животный мир, опасные природные процессы и ландшафты Сибири.

Книга представляет интерес для географов, экологов, менеджеров всех уровней, работающих в области комплексного изучения и рационального использования природных ресурсов Сибири.

This book is part of the series of multi-author monographs providing, in their entirety, a thorough idea of the current state of the environment in the Siberian macroregion and of the problems of its socioeconomic development. It considers geological structure, relief, climate, waters, permafrost, modern freezing, soil cover, vegetable cover, fauna, natural hazards and landscapes of Siberia.

The book should be of interest to geographers, ecologists and managers of all levels engaged in comprehensives studies and rational exploitation of Siberia’s natural resources.

Авторы:
А.В. Белов, И.А. Белозерцева, Е.П. Бессолицына, В.Б. Выркин, Р.В. Десяткин, Е.Н. Иванов, И.И. Ипполитов, Н.В. Кичигина, Е.Е. Кононов, Л.М. Корытный, А.П. Кочнев, Е.И. Кузьменко, С.Б. Кузьмин, С.В. Логинов, Д.А. Лопаткин, Г.И. Лысанова, А.Т. Напрасников, В.М. Плюснин, Ю.В. Рыжов, Ю.М. Семенов, Л.Н. Семенова, Б.А. Смоленцев, Л.П. Соколова, Е.Г. Суворов, Е.В. Харюткина, В.В. Чепинога, С.И. Шаманова, В.С. Шейнкман

Рецензенты:
д-р геогр. наук *А.В. Аргучинцева*,
д-р геогр. наук *О.И. Баженова*,
д-р геогр. наук *А.К. Черкашин*

© Коллектив авторов, 2015
© Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015
© Оформление. Академическое изд-во “Гео”, 2015

ISBN 978-5-906284-58-7
ISBN 978-5-906284-90-7 (т. 2)

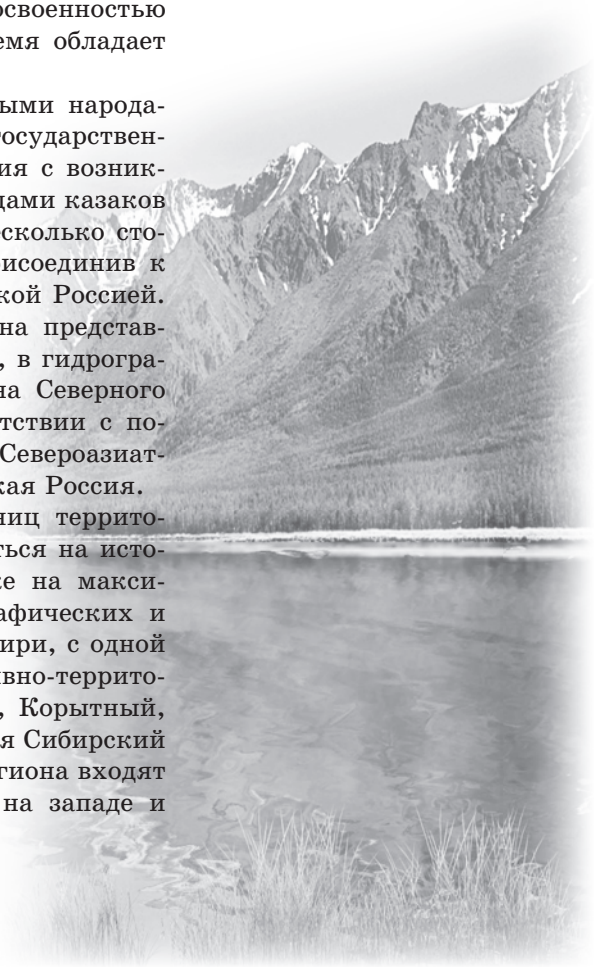
ОТ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН – ведущее географическое академическое учреждение Сибири – издает серию “География Сибири в начале XXI века” в шести томах, в которой дан обзор важных географических и экологических проблем развития сибирских регионов. Это особенно актуально в связи с современными изменениями природно-климатических условий, глобализацией социальных процессов, увеличением антропогенной нагрузки на геосистемы при возрастающей год от года эксплуатации минерально-сырьевых, водных, лесных и прочих ресурсов Сибири.

Сибирь относится к важнейшим макрорегионам России. Это крупнейший на Земле массив суши, бóльшая часть которого отличается суровостью природно-климатических условий, слабой освоенностью и малой населенностью, но в то же время обладает уникальными сырьевыми ресурсами.

Сибирь издавна заселена аборигенными народами. Ее освоение в рамках российской государственности началось в середине II тысячелетия с возникновения Мангазеи и продолжилось походами казаков Ермака и других первопроходцев. За несколько столетий они дошли до Тихого океана, присоединив к стране огромный край, ставший Азиатской Россией. В физико-географическом отношении она представляет собой субконтинент Северная Азия, в гидрографическом – занимает два макробассейна Северного Ледовитого и Тихого океанов. В соответствии с последним выделяются две структуры – Североазиатская Россия, или Сибирь, и Тихоокеанская Россия.

Для определения современных границ территории Сибири целесообразно ориентироваться на исторические векторы ее освоения, а также на максимальное соответствие естественно-географических и экономико-географических рубежей Сибири, с одной стороны, и существующее административно-территориальное деление – с другой [Безруков, Корытный, 2009]. При таком подходе ядром является Сибирский федеральный округ, но в состав макрорегиона входят также Тюменская область с округами на западе и Республика Саха (Якутия) на востоке.



Сибирь – значительная часть мирового пространства. Она не только занимает более половины территории России, но и составляет по площади 23,1 % Азии, 18,8 % Евразии и 7,5 % суши всей планеты. Уже только этим обусловлена существенная роль Сибири в мировых и природных, и хозяйственных, и политических процессах. Еще более важно, что основную часть этой площади (89 %) занимают свободные или мало нарушенные земли – леса, горы, озера, болота, а селитебные, промышленные, "транспортные", т. е. наиболее нарушенные территории не превышают в сумме 2 %.

Именно Сибирь – основная "кладовая" природных ресурсов России. В ее недрах содержатся: почти 85 % российских запасов природного газа и 80 % нефти; свыше 90 и 75 % соответственно бурого и каменного угля; более 95 % свинца; около 90 % молибдена, платины и платиноидов; свыше 80 % – слюды-мусковита и графита; около 80 % алмазов, 75 % золота, 70 % никеля и меди, 50 % олова и цинка. Подчеркнем, что главным образом за счет этого макрорегиона по запасам природного газа, нефти, никеля, цинка, олова, платины, алмазов, угля, золота, меди, свинца, молибдена Россия занимает одно из ведущих мест в мире.

Аналогичная картина и по водным ресурсам. Россия по важнейшей составляющей этих ресурсов – речному стоку – занимает второе место в мире (после Бразилии), и основная величина стока (около 60 %) приходится на Сибирь. Она сосредоточивает почти две трети водного фонда страны, прежде всего благодаря крупнейшим водохранилищам Ангаро-Енисейского каскада, а также множеству озер, из которых выделяется Байкал, содержащий более 85 % пресных озерных вод России. На Ангаро-Енисейских ГЭС, установленная мощность которых достигает 22 млн кВт (половина мощности всех ГЭС РФ), вырабатывается самая дешевая в стране электроэнергия, благодаря чему Сибирь играет заметную роль в энергетическом балансе России и развивает уникальный комплекс энергоемких производств.

Еще одно ее природное богатство – лес. Лесопокрытая площадь достигает почти 60 % от российской, причем доля самых ценных – хвойных лесов составляет 68 %. Расчетная лесосека, определяющая возможности получения древесины, в многолесных сибирских регионах – Красноярском крае, Иркутской, Томской и Тюменской областях (с лесистостью более 70 %) – крупнейшая в стране. Около половины охотничьих угодий страны сосредоточено также в Сибири, которая лидирует в добыче пушнины. Особенно важно, что лесные экосистемы сглаживают гидрометеорологические экстремумы, обеспечивают значительную часть континентального влагооборота, работают как фильтры при загрязнении атмосферы, продуцируют кислород, фитонциды и т. п. Значительный ассимиляционный потенциал сибирских лесов фактически используется всей планетой.

Промышленность Сибири характеризуется высокой эффективностью, которая "перевешивает" фактор удорожания в сибирских условиях – суровость климата при глубинном макроположении. Основными показателями эффективности сибирской индустрии выступают широкое использование высокорентабельных природных ресурсов и их сочетаний, масштабность процессов производства, создание промышленных комплексов, низкая

стоимость электроэнергии при электровооруженности труда, почти в 2 раза превышающей среднероссийскую. Вклад Сибири в объем промышленной продукции России достигает почти 40 %, а объем экспорта – 66 %.

При этом уровень и качество жизни в восточных регионах значительно ниже, чем в остальных. От центральных регионов к сибирским и дальневосточным падают покупательная способность, среднедушевая площадь жилья, возрастают доля населения, живущего ниже прожиточного минимума, и заболеваемость. Явно недостаточно используется богатый научно-образовательный потенциал Сибири, особенно Сибирского отделения РАН и ведущих вузов. Необходима переориентация на инновационное развитие Сибири на основе внедрения высокотехнологичных и наукоемких производств, развития рекреации, индустрии туризма, использования возможностей по созданию трансконтинентальных евразийских транспортных коридоров между Западной Европой и Восточной Азией.

Успешность поиска путей развития России в новом тысячелетии, ее участия в глобальных процессах современности во многом определяется правильностью выбора приоритетов региональной политики. Один из главных ее приоритетов должен состоять в осознании и планомерном использовании того неоспоримого факта, что Сибирь является не только ресурсно-сырьевой кладовой страны, но и важнейшим материально-производственным базисом экономики и основным ее территориальным ресурсом в настоящее время и резервом на будущее.

Для научного обеспечения социально-экономического развития Сибири необходимо системное знание ее современных макро- и внутрирегиональных особенностей. Это возможно только в рамках географии – как единственной науки, сочетающей одновременный анализ природы, хозяйства и населения на основе исторического и пространственного подходов.

Однако до последнего времени полного обзора таких материалов на территорию Сибири не было. Серия “География Сибири в начале XXI века”, подготовленная коллективом в Институте географии им. В.Б. Сочавы СО РАН с участием других сибирских ученых, призвана в значительной степени восполнить этот пробел.

Серия состоит из шести томов. В первом “Историческая география” изложен процесс освоения Сибири. Второй посвящен природе Сибири, третий – ее хозяйству и населению, четвертый – природопользованию Сибири. Пятый и шестой тома дают комплексную характеристику соответственно Западной и Восточной Сибири в рамках субъектов Российской Федерации. Эти монографии являются логическим продолжением предыдущего крупного труда сибирских ученых – пятитомной серии “Географические исследования Сибири” [2007], а также тесно коррелируют с созданием мелкомасштабной серии карт природы, хозяйства и населения Азиатской России.

Книги носят характер научно-справочных страноведческих изданий энциклопедического типа. В таком качестве они будут полезны не только ученым, преподавателям, чиновникам и менеджерам разного уровня, но и всем тем, кто интересуется историей, географией, экономикой и экологией востока России.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий (второй) том из серии “География Сибири в начале XXI века” дает представление о современной природной обстановке Сибири. Он подготовлен в основном сотрудниками Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН с участием коллег из других институтов Сибирского отделения РАН (И.И. Ипполитов, С.В. Логинов, Е.В. Харюткина из ИМКЭС СО РАН, г. Томск; Р.В. Десяткин из ИБПК СО РАН, г. Якутск; Б.А. Смоленцев из ИПА СО РАН, г. Новосибирск), а также из Национального исследовательского Иркутского государственного технического университета.

При подготовке монографии использовался большой объем научной литературы, собственные экспедиционные исследования авторов, различные картографические материалы, космические снимки, директивные документы, ведомственные фондовые материалы, многочисленные сайты.

Монография основана на ранее опубликованном материале, а также на современных географических данных. Это позволяет оценивать содержание книги на высоком научном уровне.

Природа Сибири очень многообразна, что не удивительно, учитывая ее значительную площадь (свыше 9,6 млн км^2) на континенте и протяженность с юга на север на 3000 км и с запада на восток на 5400 км.

Геологическую основу Сибири представляет древняя Сибирская платформа с выходами докембрийских кристаллических щитов, большая часть которой перекрыта вулканогенными палеозойскими и мезозойскими осадочными породами. Западно-Сибирская плита, формирование которой началось в мезозое, также сложена осадочными породами мезозоя и кайнозоя. Разновозрастные складчатые пояса и краевые прогибы обрамляют Среднесибирскую и Западно-Сибирскую плиты. Во второй главе дан более подробный анализ геологического строения территории Сибири.

При характеристике рельефа и экзогенных процессов рельефообразования в макрорегионе выделены

6 стран и 19 провинций по основным формам рельефа и ведущим экзогенным процессам рельефообразования.

В формировании климата Сибири большое значение имеет местоположение в центре Евразии, защищенность на юге высокими горами и открытость на севере к Северному Ледовитому океану. На севере макрорегиона (севернее Полярного круга) периоды с незаходящим солнцем летом (полярный день) и полярной ночью зимой создают большой летне-зимний контраст солнечной радиации. Во время полярной ночи наблюдается интенсивное выхолаживание воздуха. Средние температуры воздуха в январе здесь достигают −36...−38 °С. Над морями же “всего” −30...−32 °С. На широте Полярного круга в Восточной Сибири средние температуры в январе уже превышают −40...−45 °С. В долинах и котловинах северо-востока Сибири она понижается до −60 °С. В Западной Сибири от полярного круга к югу и юго-западу температура постепенно изменяется – до −20 °С. Например, средняя зимняя температура на полярном круге (в Салехарде) составляла −23,6 °С, в Сургуте (61° с.ш.) – −22,0 °С, Тобольске (58° с.ш.) – −16,5 °С, Омске (55° с.ш.) – −18,0 °С. В Восточной Сибири холоднее – в Якутске (62° с.ш.) −43,2 °С, Ербогачёне (61° с.ш.) −31,2 °С, Чите (52° с.ш.) −27,7 °С, Иркутске (52° с.ш.) −20,6 °С. Летние температуры по этим же населенным пунктам различаются не намного. Средняя июльская температура в Салехарде – +13,8 °С, Сургуте +16,9 °С, Тобольске +16,3 °С, Омске +18,7 °С, Якутске +18,7 °С, Ербогачёне +17,0 °С, Чите +18,8 °С, Иркутске +17,6 °С.

Количество осадков увеличивается с севера на юг: с 200 до 600 мм и даже 1000 мм. В горах Алтая и Саян достигает 1300 мм. В гл. 4 “Климат...” был сделан упор на основные метеопараметры за 1975–2012 гг., что объясняется изменением климатических характеристик Сибири в начале XXI в.

Особенность рельефа Сибири – приподнятость территории на юге и постепенное понижение на север, определяет направление почти всех рек к морям Северного Ледовитого океана. Большинство из них берут начало в горах, имеют в верховьях быстрое течение и, благодаря большим запасам гидроэнергии, пригодны для создания ГЭС. Субмеридиональное направление с юга на север основных рек Сибири – Оби, Енисея, Лены и их притоков, вызывает частые наводнения, связанные с зажорами и заторами льда. Для всех рек макрорегиона характерны летне-осенние паводки и незначительный зимний сток. В связи с широким распространением многолетней мерзлоты наблюдается высокий коэффициент стока дождевых осадков.

Возрастающая роль чистой воды на планете придает огромное значение сибирским водным ресурсам и определяет перспективы социально-экономического развития всей страны.

Многолетняя мерзлота, характерная почти для всей территории Сибири, с текущим потеплением климата начинает постепенно оттаивать. В условиях островной и высокотемпературной криолитозоны в Прибайкалье, на юге Западной Сибири и в среднем течении Енисея наблюдаются

наиболее высокие тренды повышения температуры многолетнемерзлых пород. Здесь мерзлые грунты начинают деградировать.

С потеплением связана и деградация горных ледников в Сибири. Суммарная площадь оледенения здесь составляет около 1900 км^2 (в Альпах – 2850 км^2, на Кавказе – 1438 км^2, в Скандинавии – 2785 км^2, в Средней Азии – 30 035 км^2) [Котляков, 2001]. Всюду наблюдается уменьшение площади оледенения, долинные ледники отступают, каровые становятся тоньше, крупные разделяются на части, малые исчезают. С конца Малого ледникового периода (1850 г.) сокращение площади ледников в горах Сибири составило в среднем 20–25 %.

Сибирь, благодаря ее огромным размерам, значительной протяженности с юга на север и с запада на восток и сильной расчлененности рельефа, характеризуется большим разнообразием растительного покрова. Но все же его основой является тайга – зональный тип ландшафтов с преобладанием хвойных лесов – лиственницы, сосны, ели, кедровой сосны, пихты, с примесью осины и березы. Здесь атмосферные осадки превышают испарение, снежный покров зимой устойчив, поверхностный сток зарегулирован, июльские изотермы составляют 14–18 °С, сумма суточных температур выше 10 °С – 900–2000 °С, почвообразование идет по подзолистому типу.

В монографии рассмотрены экстремальные природные процессы – геоморфологические и наводнения на реках. Ведь хозяйственное освоение новых территорий Сибири сопряжено с низким уровнем прогноза опасных природных процессов, с несовершенством знаний о них, со стратегическими просчетами в политике экологической безопасности, которая направлена в основном на ликвидацию последствий стихийных бедствий, а не на их профилактику.

В последней главе дан ландшафтный анализ территории Сибири, представлены материалы и программы ландшафтного картографирования Азиатской России.

В целом настоящая монография отражает современную географическую изученность природы Сибири в начале XXI в., дает основу для прогноза изменений компонентов ландшафта и планирования хозяйственной деятельности.

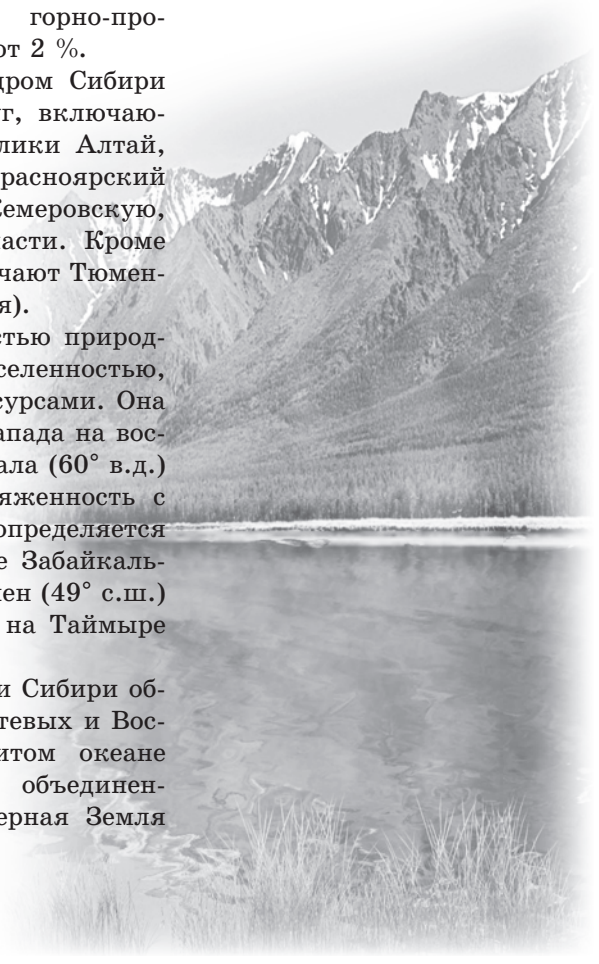
Книга относится к научно-справочным изданиям. Она содержит картографический материал и справочный в виде таблиц. Надеемся, что она будет ценна для различных исследователей, студентов и аспирантов географических специальностей, работников проектных и производственных организаций.

Глава 1

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Сибирь – крупнейшая составная часть России, ее площадь составляет 9692,6 тыс. км^2 [Российский статистический ежегодник, 2007], что больше половины площади Российской Федерации – 56,7 %, 18,8 % Евразии и 7,5 % суши всей планеты (рис. 1.1). Уже только в силу этого неизбежна значительная роль Сибири в мировых и природных, и хозяйственных, и политических процессах. Еще более важно, что основную часть этой площади (89 %) занимают свободные или мало нарушенные хозяйственной деятельностью земли – леса, болота, горы, тундры. А сильно нарушенные площади – селитебные, транспортной инфраструктуры, лесопромышленные, горно-промышленные и пр., в сумме не превышают 2 %.

В административном отношении ядром Сибири является Сибирский федеральный округ, включающий в себя 12 субъектов РФ – республики Алтай, Бурятия, Тыва, Хакасия; Алтайский, Красноярский и Забайкальский края; Иркутскую, Кемеровскую, Новосибирскую, Омскую, Томскую области. Кроме того, исторически в ее территорию включают Тюменскую область и Республику Саха (Якутия).



В целом Сибирь отличается суровостью природно-климатических условий, малой населенностью, бездорожьем, но богата природными ресурсами. Она протягивается более чем на 5400 км с запада на восток от восточных подножий склонов Урала (60° в.д.) до низовьев Колымы (194° в.д.). Протяженность с юга на север континентальной Сибири определяется в 3000 км, от верховьев р. Онон на юге Забайкальского края и южных склонов хр. Сангилен (49° с.ш.) в Республике Тыва до мыса Челюскин на Таймыре (77° с.ш.).

Северная граница материковой части Сибири образована берегами морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского. В Северном Ледовитом океане расположены многочисленные острова, объединенные в два крупных архипелага – Северная Земля

Рис. 1.1. Сибирь на карте мира.

(Комсомолец, Октябрьской Революции, Большевик) и Новосибирские (Анжу, Ляховские) острова. Отдельные острова – Белый, Шокальского, Оленний, Сибирякова, Большой Бегичев, Айон и ряд мелких – Медвежьи, архипелаг Норденшёльда. Все они заняты в основном арктической пустыней и ледниками. На юге граничит с Казахстаном, Китаем и Монголией. На западе граница проходит по восточным предгорьям Урала и северным окраинам Казахского мелкосопочника. На востоке Сибирь окаймлена горными массивами Дальнего Востока – Становым хребтом, Джугджурским, Колымским и их отрогами. Самой высокой вершиной считается гора Белуха на Алтае – 4506 м.

Положение в средних и высоких широтах Северного полушария, удаленность от Атлантического и Тихого океанов и защищенность с юга высокими горами от проникновения теплых воздушных масс обусловили общие для Сибири природные особенности – формирование холодного резко континентального климата, многолетней мерзлоты, преимущественно светлохвойной тайги.

В природном отношении в Сибирь входят такие крупные природные образования, как Западно-Сибирская равнина, Средняя Сибирь, горы Южной Сибири и Северо-Восточная Сибирь. На мегарегиональном уровне она подразделяется на Западную и Восточную Сибирь.

Западную Сибирь почти полностью составляет Западно-Сибирская равнина, со слабо пересеченным рельефом, с небольшими колебаниями высот, слабо наклоненная к долинам Оби и Иртыша. Это типичная аккумулятивная равнина, сложенная рыхлыми континентальными и морскими осадками от юрского до четвертичного возраста мощностью до 3000 м. В связи со слабой дренированностью территории здесь широко развиты процессы заболачивания. Болотные массивы занимают около 1,28 млн км^2.

Южнее, в лесостепной и степной зонах широко распространены солонцы и солончаки, так как затруднена проточность вод и интенсивно испарение влаги с земной поверхности. Западная Сибирь характеризуется влажным климатом с умеренно теплым летом, интенсивной циркуляцией влажных воздушных масс, приходящих сюда с запада – с Атлантики и с севера – с Карского моря, и континентальным сухим воздухом антициклонов с востока. Отличительной чертой климата региона являются резкая континентальность, суровая зима с частыми метелями, мощный снежный покров, наличие многолетней мерзлоты, частые волны холода в весеннее и осеннее время. Площадь Западной Сибири составляет 2454,1 тыс. км^2.

Восточная Сибирь занимает свыше 7238,5 тыс. км^2. Это самый большой по территории регион России. Ее природа имеет много общих черт: преимущественно горная средневысотная территория, покрытая в основном лиственничным лесом, с очень морозной зимой, почти с повсеместным распространением многолетней мерзлоты.

Среднее положение на континенте, ограждение с юга высокими горами, а с севера открытость к холодным морям делают климат Восточной Сибири резко континентальным с преобладанием антициклональных условий погоды, маловетрием, частыми волнами холода, очень морозной сухой безоблачной зимой, резкой сменой сезонов года, высокой инсоляцией в летний период.

Речная сеть Восточной Сибири очень густа, реки быстры, многоводны и порожисты. Все они относятся к бассейну Северного Ледовитого океана. Преобладает снеговое питание – до 60 % стока, а возвышенный рельеф и многолетняя мерзлота способствуют интенсивному (более 10 л/с на 1 км^2) стоку. Сибирь сосредоточивает почти две трети водного фонда страны, прежде всего благодаря крупнейшим в стране водохранилищам Ангаро-Енисейского каскада, а также множеству озер, из которых выделяется Байкал, содержащий более 85 % пресных озерных вод России. Озера тектонического, гляциального и мерзлотного происхождения. На Ангаро-Енисейских ГЭС, установленная мощность которых достигает 22 млн кВт (половина мощности всех ГЭС России), вырабатывается самая дешевая в стране электроэнергия, благодаря чему Сибирь играет заметную роль в энергетическом балансе России и развивает уникальный комплекс энергоемких производств.

Рис. 1.2. Сибирь по физико-географическому районированию России.

Как это ни странно, но нет единого представления – что считать Сибирью. Ее границы разнятся при различном районировании. Физико-географы проводят одни границы, экономико-географы – другие, гидрологи – третьи. Рассмотрим несколько подходов к ее выделению. Экономический подход унаследован от последнего в СССР варианта экономического районирования, согласно которому Сибирь делится на Западно-Сибирский и Восточно-Сибирский районы. Здесь территория Якутии не входит в Восточно-Сибирский район, а отнесена к Дальневосточному экономическому району.

После утверждения в 2001 г. федеральных округов Тюменская область с Ханты-Мансийским и Ямало-Ненецким автономными округами вошли в состав Уральского федерального округа, а Республика Саха (Якутия) – в состав Дальневосточного. В результате преуменьшается экономическая роль макрорегиона, поскольку последний отождествляется (статистические показатели) с Сибирским федеральным округом. Как и в первом подходе, здесь границы проходят по административным границам субъектов Российской Федерации.

По физико-географическим представлениям (рис. 1.2) в состав Сибири входят Западно-Сибирская равнина, Средняя Сибирь, горы Южной Сибири и Северо-Восток Сибири.

В пределах субконтинента Северная Азия В.Б. Сочава [Сочава, Тимофеев, 1968] четко разделял его основную внутриматериковую сибирскую часть от приморской дальневосточной полосы.

Согласно гидрографическому подходу, под Сибирью понимается азиатская часть бассейна Северного Ледовитого океана [Корытный, 1985]. Для всех рек характерны субмеридиональное направление течения и гидрологическое сходство водного, ледового, термического и гидрохимического режимов. Здесь граница идет по водораздельным линиям.

Географический подход опирается на общие черты хозяйственной специализации, сходных природных условий, единых проблем освоения природно-ресурсного потенциала и будущего развития. Этот подход, при котором наблюдается наибольшее соответствие естественно- и экономико-географических рубежей макрорегиона, по нашему мнению, наиболее предпочтителен для анализа, оценок Сибири в целом и его региональных частей.

Глава 2

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ*

Сибирь охватывает большую часть Северной Азии – от Урала на западе до Верхоянского хребта на востоке и от берегов Северного Ледовитого океана на севере до границы с Казахстаном, Монголией и Китаем на юге.

Площадь территории Сибири около 12,6 млн км^2, что составляет примерно 23,1 % территории Азиатского континента. На этой огромной площади выделяются несколько крупных географо-экономических регионов с разнообразными ландшафтными и геологическими обстановками. Традиционно различаются *Западно-Сибирская равнина*, *Средне-Сибирское плоскогорье* и горные области Южной Сибири, включающие *Алтай, Западный и Восточный Саяны, Прибайкалье* и *Забайкалье*. Каждый из этих регионов отличается особенностями геологического строения, историей геологического развития и спецификой полезных ископаемых.

Обобщенная геологическая характеристика территории Сибири приводилась в известных работах В.А. Обручева [1935–1936, 1938] в начале XX столетия. С тех пор в разных ее регионах проведены разномасштабные геологические исследования – от геологической съемки до поисков и разведки полезных ископаемых. В результате этих работ получены новые данные о геологии этих регионов, составлены разнотипные геологические карты, выявлены и разведаны многочисленные месторождения полезных ископаемых, на основе которых сформировались новые экономические районы, созданы многочисленные горнодобывающие предприятия и населенные пункты.

На современном уровне изученности региональнo-геологическую характеристику любой территории принято давать на основе ее геотектонического районирования, при котором выделяются разновозраст-

---

* Глава 2 печатается в авторской редакции.

ные геотектонические области и регионы со сходными чертами геологического строения и историей геологического развития.

Наиболее крупными геотектоническими областями на континентах традиционно считаются *складчатые пояса и платформы*. В пределах *складчатых поясов* различаются разновозрастные складчатые области: архейские (беломориды), раннепротерозойские (карелиды), позднепротеро-

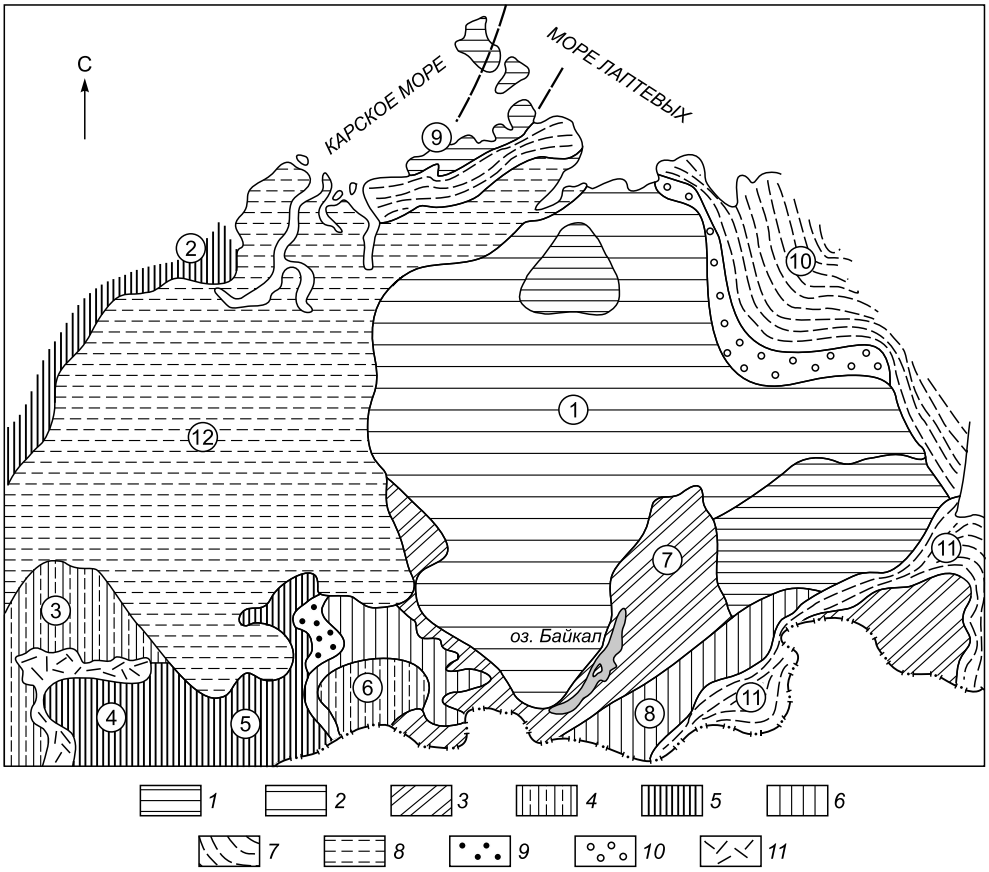


Рис. 2.1. Схема тектонического районирования Сибири и прилегающих территорий (по материалам В.М. Цейслера и др. [1984]):

1, *2* – добайкальские (дорифейские) складчатые комплексы: *1* – выходящие на поверхность (щиты), *2* – перекрытые чехлом более молодых отложений (эпикарельские плиты); *3–7* – складчатые области: *3* – байкальские, *4* – раннекаледонские (салаирские), *5* – позднекаледонские, *6* – герцинские, *7* – мезозойские, *8* – эпипалеозойские плиты; *9*, *10* – краевые прогибы: *9* – герцинские, *10* – мезозойские; *11* – мел-палеогеновые вулканические пояса.

Цифры в кружках – основные структуры: 1 – Сибирская платформа; 2–11 – складчатые области: 2 – Уральская, 3 – Казахстанская, 4 – Джунгаро-Балхашская, 5 – Алтайская, 6 – Саянская, 7 – Байкальская, 8 – Селенгино-Яблоневая, 9 – Таймырско-Новоземельская, 10 – Верхояно-Чукотская, 11 – Монголо-Охотская; 12 – эпипалеозойская Западно-Сибирская плита.

зойские (байкалиды, рифеиды), палеозойские (салаириды, каледониды, герциниды), мезозойские (киммериды, мезозоиды), кайнозойские (альпиды). *Платформы* подразделяются на древние (докембрийские) и молодые (фанерозойские, эпипалеозойские), а в их пределах различают щиты, плиты и краевые прогибы.

При районировании территории Сибирского суперрегиона (рис. 2.1) принято выделять докембрийскую Сибирскую платформу, эпигерцинскую Западно-Сибирскую платформу и обрамляющие их горно-складчатые области Урало-Монгольского пояса: на севере – Таймырско-Новоземельскую, на юге – Алтайскую, Саянскую, Байкальскую, Селенгино-Яблоневую (Забайкальскую) и Монголо-Охотскую [Короновский, 1976, 2011; Цейслер и др., 1984].

Для каждого из выделенных регионов ниже, в основном по материалам В.М. Цейслера с соавторами [1984] и Н.В. Короновского [1976, 2011], используя известные сводные работы по геологии России [Геология..., 1966; Геологическое строение СССР, 1968; Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты, 1971; Малич, 1975; Павловский, 1948; Салоп, 1964, 1967; Тектоника..., 1970], приводится описание слагающих его слоистых толщ осадочного, вулканогенного и метаморфического происхождения, магматических комплексов и тектонических структур в хронологическом порядке от наиболее древних до современных.

2.1. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сибирская платформа занимает огромные территории Центральной и Восточной Сибири между долиной Енисея на западе и хребтами Верхоянский и Сетте-Дабан на востоке, Северо-Сибирской низменностью на севере и Восточным Саяном и Байкальским нагорьем на юге. Ее площадь составляет 4,4 млн км^2. Платформа характеризуется преимущественно среднегорным рельефом с абсолютными отметками 1000–1500 м. Ее центральная часть занята Средне-Сибирским плоскогорьем, которое на востоке понижается к Приленской и Вилюйской низменностям. В юго-восточной части платформы расположены Алданское нагорье, хребты Становой и Джугджур.

Вопрос о ее границах трактуется не вполне однозначно, что связано с различным пониманием соотношений байкалид Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Байкало-Патомского нагорья с остальной частью платформы. До середины XX столетия Н.С. Шатский [1963] и другие ученые включали их в состав Сибирской платформы. В дальнейшем, когда были установлены структурная самостоятельность байкалид и их тесная связь с палеозойскими структурами Урало-Монгольского пояса, они стали рассматриваться [Салоп, 1964, 1967; Цейслер и др., 1984; и др.] в качестве складчатого обрамления этой платформы. В конце XX столетия некоторыми исследователями [Кориковский, Федоровский, 1980; Федоровский, 1985; и др.] предложено к ней относить только внешние миогеосинклинальные зоны байкалид, учитывая их постепенные переходы в смежные краевые прогибы платформы и архейско-раннепротерозойский возраст гранито-гнейсового этажа в их пределах. При этом они рассматриваются

как опущенные и активизированные краевые части платформ в процессе коллизионного развития Урало-Монгольского складчатого пояса. Однако геосинклинальные типы формаций осадочных толщ в их пределах, линейный характер складчатости и широкое проявление гранитного магматизма указывают на их принадлежность к складчатым областям.

В целом граница платформы с байкалидами на юге проводится по положению краевых разломов и прогибов с вендской молассой. В плане она имеет резкие изогнутые очертания, следуя вдоль разломов, ограничивающих Енисейский кряж, Восточный Саян, Байкало-Патомское нагорье и Прибайкалье.

К северу от Енисейского кряжа байкальские структуры перекрыты чехлом мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской плиты, и положение западной границы Сибирской платформы устанавливается по материалам бурения несколько восточнее долины р. Енисей. Далее к северу в пределах Туруханского и Игаркского* поднятий граница платформы с байкалидами проводится [Цейслер и др., 1984] по резкому угловому несогласию на границе среднего и верхнего рифея, хотя некоторыми авторами эти поднятия включаются в состав Сибирской платформы на основании, что верхнерифейские и палеозойские отложения залегают согласно и деформированы в позднем палеозое–раннем мезозое.

Северная граница платформы с погруженным южным краем складчатых структур Южного Таймыра проходит условно под чехлом мезозоя и кайнозоя Усть-Енисейско-Хатангского прогиба примерно по линии Дудинка–устье Хатанги. Восточная граница на севере проводится в соответствии с положением мезозойского Предверхоянского краевого прогиба и образует дугу, обращенную выпуклостью к юго-западу. Южнее граница следует в меридиональном направлении по системе разломов западного склона хр. Сетте-Дабан вплоть до Охотского побережья. На юго-востоке платформа ограничена Монголо-Охотским глубинным разломом вдоль южного склона Станового хребта. На западе Алданского щита в качестве граничной структуры обычно принимают Жуинский разлом.

В указанных границах платформа оформилась в мезозое. Сейчас она имеет сложную полигональную форму: ее контуры предопределены наличием сложной сети разломов в земной коре, которые частично выходят на поверхность в виде взбросов и надвигов, а участками погребены под молассовым комплексом краевых прогибов.

Геологическое строение Сибирской платформы определяется пространственным распределением и возрастными соотношениями различных структурно-вещественных комплексов, крупнейшими из которых являются *фундамент* и *осадочный чехол*.

Фундамент Сибирской платформы выходит на поверхность и поэтому хорошо изучен в пределах Алданского (II) и Анабарского (VII) щитов, разобщенных широтной зоной прогибов (рис. 2.2). Известны также выходы фундамента на Оленекском поднятии, а бурением он вскрыт на Алданской и Ангаро-Ленской антеклизах.

---

* В гл. 2 географические названия тектонических элементов на рисунках и в тексте соответствуют первоисточнику [Цейслер и др., 1984]. – *Примеч. авт.*

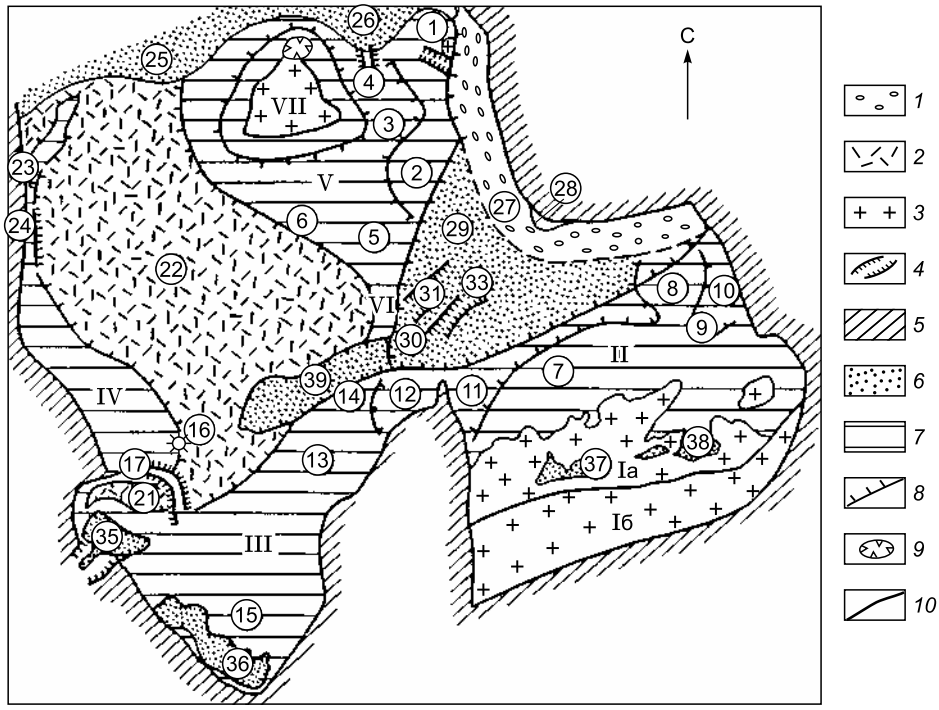


Рис. 2.2. Схема структурных элементов Сибирской платформы (по В.М. Цейслеру и др. [1984]):

1 – позднеюрско-раннемеловой краевой прогиб мезозоид; *2* – юрско-меловые синеклизы и наложенные впадины; *3* – средне-позднепалеозойские прогибы; *4* – раннепалеозойские прогибы и поднятия в пределах мезозойских антеклиз; *5* – выступы кристаллического фундамента; *6* – условные контуры поднятий и прогибов; *7* – грабены и горсты; *8* – астроблемы; *9* – складчатое обрамление платформы; *10* – разломы. Арабскими и римскими цифрами обозначены структурные элементы: 1–39 (цифры в кружках) и I–VII, на которые даны ссылки и пояснения в тексте.

Крупнейшей отрицательной структурой платформы является Средне-Сибирская плита, в пределах которой фундамент опущен до глубины 8–10 км, а наибольшая глубина залегания фундамента наблюдается в пределах *Тунгусской* и *Вилюйской синеклиз*. На севере эти синеклизы разделены *Анабарской антеклизой* (V), а на юге и юго-западе они окаймлены *Алданской* (II), *Ангаро-Ленской* (III) и *Приенисейской* (IV) антеклизами. Сочленение Ангаро-Ленской и Анабарской антеклиз происходит через сравнительно узкую *Средне-Сибирскую седловину* (VI) в районе г. Мирный.

Ядром Анабарской антеклизы является Анабарский щит (VII), а к восточному краю ее приурочена субмеридиональная зона крупных поднятий: на севере находится *Оленекское поднятие* (1), а на юге, в междуречье Муны и Тюнга, расположен *Мунский свод* (2). Зона поднятий отделена от Анабарского щита субмеридиональной *Суханской впадиной* (3) с глубиной залегания фундамента до 5 км. На севере впадина ограничена *Уджинским горстом* (4), а на юге постепенно переходит в меридиональную *Мунскую*

впадину (5). На южном склоне Анабарской антеклизы расположена *Верхне-Силигирская впадина* (6).

На юго-восточном фланге платформы выделяются крупная *Алданская антеклиза* (II) с выходом фундамента в пределах *Алданского щита,* в строении которого различают *Алданский* (Iа) и *Становой* (Iб) мегаблоки.

В пределах *Алданской антеклизы* фундамент образуют два поднятия: *Алданский* (7) и *Якутский* (8) *своды*, разделенные широтным *Амгинским прогибом* (9), открытым к востоку – к *Юдомо-Майскому прогибу* (10). На западном фланге антеклизы фундамент круто погружается в глубокий *Березовский прогиб* (11), западной границей которого является *Уринский антиклинорий*, вдающийся в платформу со стороны Байкало-Патомской складчатой системы и отделяющий Березовский прогиб от *Нюйско-Жербинской впадины* (12).

Ангаро-Ленская антеклиза (III) в бассейне верхнего течения Лены и Ангары рассматривается Е.В. Павловским [1959] как Ангаро-Ленский перикратонный прогиб (для раннего палеозоя). В современной структуре поверхность фундамента в ее средней части образует обширный *Непский свод* (13) с глубиной фундамента 1,4–2,5 км. На северном фланге свода выделяется *Тас-Юряхское поднятие* (14). В южной части антеклизы обособляется *Черемховский полусвод* (15) с глубиной фундамента 1,0–1,5 км, в районе Черемхово до 2,0–2,5 км на широте Жигалово. Южный участок плиты, вдающийся углом между горными поднятиями Восточного Саяна и Прибайкалья, называют *Иркутским амфитеатром.*

Приенисейская антеклиза расположена восточнее Енисейского кряжа. В ее северной части выделяется *Вельминская впадина*, а в южной части фундамент относительно приподнят в *Чадобецкой антиклинали* (16). На продолжении Иркинеевского выступа на платформе фиксируется *одноименная зона* складок (17), к югу от которой выделяется глубокий прогиб, состоящий из нескольких впадин, которые объединяются в *Тасеевскую синеклизу* (21).

Тунгусская синеклиза (22) с запада ограничена *Игаркским* (23) и *Туруханским* (24) горстовыми поднятиями. На севере она через широтную зону поднятий (с глубиной фундамента до 5 км) сочленяется с субширотным *Усть-Енисейско-Хатангским прогибом* (25), который постепенно переходит в *Лено-Анабарский прогиб* (26) с глубиной фундамента 4–6 км. На юге прогиб сопрягается с северным склоном Анабарской антеклизы.

Предверхоянский, или *Алдано-Ленский, прогиб* (27) состоит из меридиональной Ленской и широтной Алданской ветвей, разделенных *Китчанским поперечным поднятием* (28). В южной части Предверхоянский прогиб сочленяется с *Вилюйской синеклизой* (29). В западной части синеклизы в ее осевой зоне фундамент вскрыт бурением на отметках около – 250 м в пределах *Сунтарского горста* (30). В окрестностях г. Вилюйска в осевой зоне глубина фундамента достигает 6 км. Еще восточнее приосевая приподнятая зона смыкается с Китчанским поднятием. К северу от зоны поднятий в Вилюйской синеклизе фиксируется система широтных впадин (с запада на восток): *Ыгыаттинская* (31), *Сыангдинская* и *Линденская* с глубиной фундамента до 6–10 км. Южнее Сунтарского горста фундамент

также погружается, образуя здесь глубокую *Кемпендяйскую впадину* (33), являющуюся северным продолжением Березовского и Нюйско-Жербинского прогибов.

В южной части платформы расположено несколько мезозойских впадин: *Канская* (35) и *Иркутская* (36) в Предсаянье, *Чульманская* (37), *Токкинская* (38) и ряд более мелких к северу от Станового хребта, а также *Ангаро-Вилюйский прогиб* (39) – в пределах юго-восточного борта Тунгусской синеклизы на участке между низовьями Ангары и излучиной Вилюя.

Мощность земной коры на Сибирской платформе изменяется от 31 (Енисей-Хатангская зона) до 48 км (Анабарский массив и восточная часть Алданского щита). В рельефе поверхности Мохоровичича выделяются крупные (до 50 тыс. км^2) положительные и отрицательные структуры, причем мощности коры увеличиваются в зонах поднятий и, наоборот, уменьшаются в глубоких прогибах фундамента [Савинский, 1972; Глуховский, 1990]. Таким образом, участкам длительного погружения соответствуют зоны поднятия поверхности Мохоровичича.

Верхняя часть консолидированной коры (гранитно-метаморфический слой) расчленяется на блоки, ограниченные глубинными разломами, с вариациями плотности от 2,8–2,9 до 2,55–2,6 г/см^3. Наибольшие значения плотности характерны для Енисейско-Хатангского района. Вероятно, гранито-гнейсовый слой здесь существенно базифицирован. Минимальные значения плотностей свойственны для гранитизированных блоков.

В геологическом строении фундамента традиционно выделяются: комплекс основания, троговый комплекс и комплекс протоплатформенного чехла. В разных регионах они описаны в рангах местных и региональных серий, свит и толщ.

Алданский щит по особенностям стратиграфии и тектоники кристаллического фундамента разделяется на *Алданский* и *Становой мегаблоки.*

Алданский мегаблок в центральной части сложен породами *иенгрской серии*, образуя Иенгрский (Алдано-Тимптонский) массив. Она представлена пестрой по составу толщей высокометаморфизованных пород и обычно расчленяется на верхнеалданскую (мощность около 2,7 км), федоровскую (до 3,0 км) и иджакскую (до 3,0 км) свиты.

В составе *верхнеалданской свиты* преобладают кварциты, нередко железистые, высокоглиноземистые кристаллические сланцы, биотит-гранатовые и гранат-силлиманитовые гранулиты. В кварцитах отмечаются текстуры, типичные для первично-терригенных осадков. К выходам свиты приурочены поля хрусталеносных пегматитов, железорудные месторождения. Ниже этой свиты иногда выделяют *горбыляхскую свиту,* сложенную амфиболовыми и пироксеновыми сланцами с прослоями биотитовых гнейсов и кварцитов (более 500 м).

Федоровская свита сложена амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, гиперстеновыми гнейсами, мраморами, диопсид-скаполитовыми и флогопитовыми породами.

Иджакская свита образована биотитовыми и гиперстеновыми гнейсами с линзами гранат-биотитовых гнейсов. Выше этой свиты иногда [Цейслер и др., 1984] выделяют еще три свиты биотит-гранатовых гнейсов и кристаллических сланцев мощностью до 6,5 км.

Иенгрская серия смята в крупные неправильные брахиформные складки – гнейсовые складчатые овалы. В центральной части таких овалов находятся гнейсовые купола, нередко с гранитными ядрами. По периферии расположены дугообразные, обычно изоклинальные складки. По Л.И. Салопу [1964, 1967], этот тип деформаций является типичным для нижнего архея, но есть также мнение, что образование куполов и овалов связано с позднейшими процессами гранитизации, а первоначально иенгрская серия была смята в линейные складки.

Эта серия считается древнейшей на Алданском щите – изотопный возраст ее пород составляет 3,2–3,5 млрд лет. Она налегает с перерывом на меланократовый фундамент, представленный основными кристаллическими сланцами сутамской, горбыляхской и других свит, слагающих горстовые массивы в обрамлении Иенгрского блока.

К востоку от Иенгрского в пределах Алдано-Учурского блока развит тимптонско-джелтулинский комплекс (2,8–2,6 млрд лет) бескварцевых кристаллических пород, расчлененный на *тимптонскую и джелтулинскую серии*. *Первая серия* (около 7 км) сложена гранат-гиперстеновыми, гиперстен-амфиболовыми и диопсидовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, а *вторая* (около 5 км) – биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами, диопсидовыми породами, мраморами и кальцифирами. Комплекс несогласно залегает на иенгрской серии и смят в линейные складки северо-западной ориентировки.

На востоке Алданского нагорья – в Маймакано-Батомгском блоке развита *батомгская серия*, сложенная различными по составу гнейсами, кристаллическими сланцами, гранито-гнейсами и плагиомигматитами (2,4–2,1 млрд лет). Ее складчатые структуры, переработанные в раннем протерозое, имеют северо-восточное простирание.

В Чарско-Олекминском блоке (западнее Иенгрского) развиты породы *чарской* и *олекминской серий*. *Первая серия* (около 3,1 млрд лет) сложена гиперстеновыми гнейсами, амфиболитами и магнетитовыми сланцами, инъецированными гиперстеновыми гранитами, анортозитами и плагиогранитами. *Олекминская серия* (2,75 млрд лет) состоит из бескарбонатных биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов и сланцев. Складчатые структуры Чарско-Олекминского блока имеют субмеридиональную ориентировку. Вероятно, архейские комплексы здесь переработаны раннепротерозойскими тектономагматическими процессами.

Архейские образования Алданского мегаблока нередко объединяют в единый *алданский комплекс* раннеархейского возраста. В его состав включают также архейские гиперстенсодержащие гнейсо-граниты (нередко переходящие в диориты и габброиды), образующие крупные согласные тела с постепенными переходами во вмещающие породы, и раннепротерозойские лейкократовые граниты в виде небольших тел с рвущими контактами. Складчатые структуры алданского комплекса по геофизическим данным прослеживаются на север под платформенным чехлом; на юге они срезаны субширотным Становым глубинным разломом.

Становой мегаблок протягивается широтно от верховьев р. Витим до Охотского моря. Его северной границей является Становой глубинный

разлом, южной – Монголо-Охотская система разломов. Мегаблок нередко рассматривают как самостоятельную протерозойскую складчатую систему, обрамляющую с юго-востока Сибирскую платформу, однако по современным представлениям он является южной частью Алдано-Станового щита, претерпевшей тектономагматическую активизацию в протерозое, палеозое и мезозое.

Слоистые метаморфические породы мегаблока, представленные биотитовыми, двуслюдяными, эпидот-биотитовыми, амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, выделяются в ранге *становой серии* мощностью 8–5 км. Она слагает обособленные поля среди древнестановых гранитов и является возрастным аналогом алданского комплекса.

Широтная ориентировка складчатых структур в Становом мегаблоке обусловлена раннепротерозойской переработкой архейских складок, сопровождавшейся внедрением огромных масс гранитоидов (древнестановые граниты) и повторным метаморфизмом пород в условиях амфиболитовой фации. По Становому разлому складчатые структуры мегаблока местами надвинуты на Алданский мегаблок. К зоне разлома приурочены крупные массивы анортозитов хр. Джугджур раннепротерозойского возраста. Некоторые геологи предполагают, что анортозитовые массивы могут быть частью древнейшего меланократового фундамента, подстилающего гранито-гнейсовый слой на Сибирской платформе.

Троговый комплекс и *протоплатформенный чехол* выделяются в западной части Алданского мегаблока среди поля развития нижнеархейских гранито-гнейсов и гранулитов в составе *субганской* и других серий верхнеархейских(?) вулканогенно-терригенных и железисто-кремнистых толщ (до 7 км), метаморфизованных в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях. Они локализованы в пределах узких шовных синклинорных структур, ограниченных разломами и отнесенных [Тектоника..., 1970; Цейслер и др., 1984; Федоровский, 1985] к категории трогов или палеоавлакогенов. В разрезе трогового комплекса наблюдается ритмичность, выраженная перемежаемостью амфиболитов (основание ритма) с метаморфическими сланцами, образовавшимися по основным и кислым вулканитам, обломочным и хемогенным породам, а также с кварцитами и джеспилитами. Отложения смяты в узкие линейные складки, степень сжатия их повышается к бортам синклинориев.

Троговый комплекс трансгрессивно перекрыт нижнепротерозойской *удоканской серией*, выполняющей крупный Кодаро-Удоканский прогиб протоплатформенного типа. Серия представлена мощной (до 12 км) ритмично построенной толщей, преимущественно терригенных накоплений, в ее разрезе выделяется несколько свит, образующих четыре трансгрессивно-регрессивных ритма. В нижней части серии широко распространены биотит-графитовые и углистые филлиты, высокоглиноземистые сланцы, кварциты, в средней – полосчатые мраморизованные доломиты и доломитизированные известняки, в верхней части преобладают среднезернистые полимиктовые песчаники с магнетитом. К верхним горизонтам серии приурочены красноцветные косослоистые песчаники с текстурами мелководных и континентальных осадков, иногда с промышленными концентрациями меди.

Породы трогового комплекса и удоканской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. По мнению В.С. Федоровского [1985], их метаморфизм был единым и одноактным. Степень метаморфизма удоканской серии закономерно увеличивается к периферии Кодаро-Удоканского прогиба, по краю которого прослеживается зона мигматитов. Удоканская серия прорвана биотит-амфиболовыми гранитами *кодарского комплекса* (Кодаро-Кеменский лополит) с изотопным возрастом 1,85 млрд лет.

Завершает разрез нижнего протерозоя *кабактинская толща* красноцветных песчаников и алевролитов с редкими линзами кислых эффузивов, содержащая в базальном конгломерате гальку пород удоканской серии и прорывающих ее гранитов. Удоканская серия напоминает верхний карелий Балтийского щита, а троговый комплекс, вероятно, соответствует лопию. На протоплатформенную природу удоканской серии однозначно указывают вещественный состав и метаморфизм ее пород, брахиформный характер складчатых структур, наличие крупных массивов гранитоидов, прорывающих и метаморфизующих эту толщу.

На востоке Алданского мегаблока известен *Улканский* протоплатформенный прогиб, который представляет собой асимметричную приразломную структуру, выполненную мощной (до 4,5 км) красноцветной терригенно-вулканогенной толщей (*улканская серия*) с горизонтами трахитов, трахиандезитов в средней части и липаритов, игнимбритов – в верхней. Она залегает на архее резко несогласно. Вышележащая *уянская серия* (около 1,2 км) развита более широко, выполняя плоскую впадину. В ее разрезе – красно- и пестроцветные обломочные породы с горизонтами основных лав в нижней части. Возраст улканско-уянского комплекса 1,9–1,8 млрд лет [Хоментовский и др., 1960; Цейслер и др., 1984].

На Анабарском щите и Оленекском поднятии в строении фундамента выделены архейские образования *далдынской*, *верхнеанабарской*, *хапчанской* и *верхнеламуйской серий*. В составе *далдынской серии* участвуют двупироксеновые, амфибол-пироксеновые плагиогнейсы, амфиболиты, кварциты. Вышележащая *верхнеанабарская серия*, слагающая около половины площади Анабарского массива, образована лейкократовыми гиперстеновыми и биотитовыми гнейсами. В разрезе *хапчанской серии* развиты гранатовые и гранат-биотитовые гнейсы, кальцифиры, диопсидовые породы. Завершает разрез архея *верхнеламуйская серия* биотит-амфиболовых гнейсов, амфиболитов и кварцитов.

Эти серии, метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях и дислоцированные в линейные изоклинальные складки северо-западного простирания, рассматриваются как возрастные аналоги алданского комплекса, однако изотопные датировки пород дают цифры от 2,9 до 1,8 млрд лет. Вероятно, последняя цифра отражает возраст наложенных процессов метаморфизма. Интрузивный магматизм представлен массивами чарнокитов, гранодиоритов, аляскитов, мигматитов архейского и раннепротерозойского возраста.

В своде **Оленекского поднятия** на поверхность выходит ритмично построенная терригенная толща, метаморфизованная в условиях зеленослан-

цевой фации и прорванная габбро-диабазами и гранитоидами раннепротерозойского возраста (2 млрд лет). Возможно, что она представляет собой протоплатформенный чехол, подобный чехлу Алданского мегаблока.

Строение фундамента ***Средне-Сибирской плиты*** изучено сравнительно меньше, в основном по результатам картирования локальных участков его выходов на поверхность, документации керна ограниченного числа скважин, вскрывших фундамент, и анализа материалов аэромагнитных съемок.

Северо-западное направление и общий характер магнитных аномалий позволяют уверенно объединять структуры Алданского мегаблока и Анабарского массива как области раннеархейской консолидации, занимающей значительную восточную часть плиты. На юго-восточном склоне Анабарской антеклизы выделяется Тюнгский массив, заключенный внутри архейских складчатых систем с северо-западным простиранием складок, с мозаичным магнитным полем, подобным полю Иенгрского массива, расположенного южнее.

Северо-западные простирания магнитных аномалий, характерные для Алдано-Анабарской области, под осевой частью Вилюйской синеклизы прерываются субширотными аномалиями. Это свидетельствует о протерозойской переработке архейского фундамента в зоне, где впоследствии сформировались палеозойские авлакогены.

На западе Средне-Сибирской плиты, под Тунгусской синеклизой характер магнитного поля резко отличается от Алдано-Анабарской области. Ряд исследователей здесь выделяют древний Тунгусский мегаблок фундамента, состоящий из нижнеархейских блоков, сложенных аналогами алданского комплекса, но спаянных нижнепротерозойскими системами.

На участках плиты, примыкающих к Восточному Саяну и Байкало-Патомской складчатой системе, на фоне общего мозаичного магнитного поля проявляются простирания, типичные для складчатого обрамления платформы. Это может свидетельствовать о процессах протерозойской переработки архейского фундамента вдоль южной окраины платформы.

В блоковой структуре фундамента Сибирской платформы принимают участие разновозрастные раннедокембрийские комплексы пород [Цейслер и др., 1984; Федоровский, 1985]. Древнейшие блоки “меланократового” фундамента протоокеанического типа располагаются по периферии платформы, в центральной части ее находятся более молодые раннеархейские блоки, вдоль их границ развиты позднеархейские шовные протогеосинклинальные троги, а верхним этажом фундамента являются протоплатформенные раннепротерозойские впадины удоканского типа.

Осадочный чехол Сибирской платформы мощностью 8–9 км представлен разновозрастными породами – от верхнего протерозоя до кайнозоя, хотя преобладают нижнепалеозойские отложения, тогда как мезозойские толщи развиты лишь по краям платформы, а кайнозойские отмечаются спорадически. В разрезе чехла выделяются рифейский, вендско-кембрийский, ордовикско-силурийский, девонско-нижнекаменноугольный, среднекаменноугольно-среднетриасовый, юрско-меловой и кайнозойский стратиграфические комплексы.

Рифейский комплекс на Сибирской платформе закартирован в обрамлении Анабарского щита, на Оленекском поднятии, в Уджинском горсте, на Чадобецкой антиклинали, на склонах Алданского щита, а наиболее полные разрезы рифея детально изучены в Учуро-Майском и Юдомо-Майском прогибах. В центральной части платформы рифейские отложения вскрыты отдельными скважинами. О составе и структуре рифейских отложений западной окраины платформы можно судить по их выходам в смежных структурах складчатого обрамления – Енисейского кряжа, Игаркского и Туруханского поднятий.

Принято считать [Геология..., 1966; Геологическое строение СССР, 1968; Цейслер и др., 1984; Федоровский, 1985], что в раннерифейское время платформа почти целиком представляла собой область размыва. Осадконакопление локализовалось в субмеридиональном прогибе на востоке Алданского щита, в двух прогибах, занимающих соответственно бассейны рек Оленек и Котуй, а также в узкой зоне, примыкающей к Байкало-Патомской системе.

Нижнерифейские отложения развиты в Учурской впадине на востоке Алданского щита, на севере Юдомо-Майского прогиба, на Оленекском поднятии и восточном склоне Анабарского щита. В основании разреза залегают красноцветные и серые кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники и гравелиты *гонамской свиты* (80–140 м), которая несогласно перекрывает архейско-нижнепротерозойские породы улканской и уянской серий. Выше они постепенно сменяются толщей ритмичного чередования доломитов (часто со строматолитами) с прослоями алевролитов и песчаников *омахтинской свиты* (200–220 м). На западном склоне Анабарского щита мощность терригенных свит увеличена до 600–650 м, а карбонатных (котуйканская серия) – до 380–450 м. Абсолютный возраст глауконита гонамской свиты 1500–1570 млн лет.

Среднерифейские отложения широко распространены на платформе. Области размыва в это время существовали только на территории верхнего течения р. Алдан, Анабарского щита и бассейнов Вилюя и верхнего течения Нижней Тунгуски.

В Юдомо-Майском прогибе на нижнем рифее и архее залегает сложная по строению среднерифейская толща, включающая в себя три неполных осадочных ритма. К нижнему ритму отнесена свита глауконитовых песчаников, алевролитов и аргиллитов (150–900 м) и завершается свитой преимущественно строматолитовых доломитов (190–600 м). Средний ритм начинается свитой алевролитов и песчаников (400–700 м), которая сменяется двумя известняково-доломитовыми свитами (около 700 м) с остатками среднерифейских строматолитов. Верхний ритм представлен карбонатными породами, содержащими ближе к подошве пачки пестрых аргиллитов и алевролитов (250–800 м). В его основании иногда наблюдается бокситоносная кора выветривания, а верхняя свита (игниканская) по строматолитам относится к верхнему рифею. Наибольшая мощность среднерифейских отложений наблюдается на юге Юдомо-Майского прогиба, а в западном направлении она резко сокращается (до 700 м на Омнинском поднятии), редуцируются отмеченные ритмы, верхние горизонты оказываются срезанными предвендским несогласием.

На Оленекском поднятии выделяются три свиты среднерифейских отложений, каждая из них соответствует осадочному ритму, начинающемуся грубыми кварц-глауконитовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами и завершающемуся строматолитовыми известняками и доломитами с отдельными прослоями алевролитов. Карбонатная пачка верхней свиты содержит верхнерифейские строматолиты.

На склонах Анабарского массива средний рифей представлен толщей (до 600 м) ритмичного чередования доломитов различного типа. На трех стратиграфических уровнях в этой толще отмечаются прослои терригенных пород с глауконитом, которыми подчеркивается ритмичность строения среднего рифея. Граница с верхним рифеем проводится также в основании карбонатной пачки с верхнерифейскими строматолитами. Среднерифейскими отложениями (сухопитская серия и ее аналоги) начинается разрез рифея на Чадобецкой антиклинали, а также в складчатом обрамлении платформы – в Енисейском кряже.

Верхнерифейские отложения распространены на платформе меньше, чем среднерифейские, и имеют пестрый литологический состав. Области размыва в это время в центральной и юго-восточной частях платформы существенно расширились, и верхнерифейские отложения формировались в краевых ее частях, примыкающих к Байкало-Патомской и Саяно-Енисейской системам; они также развиты в Юдомо-Майском прогибе. Низы верхнего рифея обычно тесно связаны со средним рифеем и сложены карбонатными породами. Верхи его в Юдомо-Майском прогибе представлены толщей серо- и красноцветных песчаников, содержащей ближе к кровле пачки алевролитов (уйская серия, 450–3000 м). Толща прорвана массивом щелочных пород с изотопным возрастом 675 ± 25 млн лет.

На западном склоне Анабарского массива, на Оленекском поднятии и в районе Туруханска верхний рифей сложен строматолитовыми известняками и доломитами (200 м) с прослоями кремней (верхи *юсмастахской свиты*).

Таким образом, рифейские отложения на Сибирской платформе имеют отчетливо выраженное ритмичное строение. Их возраст датируется комплексами строматолитов, микрофитолитов, а также довольно многочисленными определениями абсолютного возраста по глаукониту и магматическим породам. Благодаря четкой ритмичности разрезы рифея Сибирской платформы достаточно обоснованно коррелируют с рифеем Байкало-Патомского нагорья, Енисейского кряжа и эталонным разрезом Урала.

В рифейский этап на платформе происходило внедрение основной и щелочно-ультраосновной магмы. В Северо-Западном Присаянье, на северо-востоке Алданской антеклизы, на Оленекском поднятии известны дайки, штоки, силлы габбро-диабазов рифейского возраста. На северном склоне Алданского щита распространены щелочно-ультраосновные породы, прорывающие рифейские отложения и несогласно перекрытые вендскими.

Вендско-кембрийский комплекс почти повсеместно распространен на Сибирской платформе, скорее всего, он был развит и на щитах, но впоследствии уничтожен денудационными процессами. Залегает комплекс несогласно на рифее или непосредственно на фундаменте. Комплекс образует

сложный осадочный мегаритм, трансгрессивная часть которого отвечает венду–нижнему кембрию, регрессивная – среднему–верхнему кембрию. В строении его участвуют карбонатные, сульфатно-галогенные, а также терригенные толщи (обычно в районах, примыкающих к байкалидам).

Вендские отложения выходят на поверхность в пределах всех антеклиз и на склонах Туруханско-Игарской зоны поднятий.

На Алдане они представлены *юдомской* свитой, залегающей резко несогласно на архейских и рифейских отложениях. В ее основании выделяется пачка (50 м) базальных песчаников, выше которой залегают доломиты, глинистые известняки со строматолитами (400 м).

В обрамлении Анабарского щита и на Оленекском поднятии венд представлен доломитами со строматолитами. В основании обычно имеются конгломераты, а местами пестрые глинистые сланцы, песчаники и гравелиты (старореченская и другие свиты).

В Западном Прибайкалье к венду относится *ушаковская свита* (до 1300 м) граувакковых песчаников, конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев. Она рассматривается как молассовый комплекс байкалид, выполняющий Прибайкальский краевой прогиб. Мощность свиты резко сокращается в глубь платформы и в среднем течении Ангары составляет 500 м.

В Присаянском краевом прогибе в основании разреза вендских отложений (мощность до 2 км) присутствуют грубые конгломераты, местами – пачки водорослевых известняков.

В обрамлении Игаркского поднятия вендские отложения начинаются мощной (500 м) толщей красноцветных песчаников, выше которых залегают доломиты (480 м). В центральных районах платформы мощность венда сокращается до 200 м.

Кембрийские отложения выходят на поверхность во многих районах платформы, а также вскрыты скважинами в ряде мест под более молодыми отложениями, залегая на вендских обычно согласно или со следами перерыва. Эти отложения охарактеризованы богатыми и разнообразными комплексами трилобитов, а также археоциатами.

На западе платформы нижний–средний кембрий представлен терригенными пестроцветными, карбонатными и сульфатно-галогенными толщами; на востоке – это преимущественно карбонатные, кремнисто-карбонатные толщи. В разрезе верхнего кембрия на севере платформы развиты карбонатные отложения, несогласно перекрытые ордовикскими отложениями, а на юго-западе – терригенные красно- и пестроцветные, а на юго-востоке верхний кембрий отсутствует.

На южном склоне Ангаро-Ленской антеклизы в основании разреза нижнего кембрия залегает толща песчаников, мергелей, доломитов, ангидритов (*мотская свита*, до 450 м). Выше она сменяется мощной (до 2 км) соленосной формацией (*усольская свита*), состоящей из ритмично чередующихся ангидритов, доломитов, глин, известняков, каменной соли. Раннекембрийский солеродный бассейн занимал огромную площадь на западе Сибирской платформы, и в нем накопилась уникальная по объему толща соли.

Верхние горизонты ленского яруса на юге платформы сложены преимущественно массивными доломитами (*булайская, ангарская свиты*) мощностью до 550–650 м. Не исключено, что верхнюю часть этой толщи (пятнистые доломитовые известняки и доломиты, мергели, песчаники) следует относить к среднему кембрию. Фаунистически охарактеризованные среднекембрийские отложения на Ангаро-Ленской антеклизе развиты ограниченно.

К верхнему кембрию в рассматриваемых районах относится красноцветная, преимущественно терригенная толща молассового типа (*верхоленская, эвенкийская свиты*, 350–500 м), сложенная косо- и волнистослоистыми песчаниками со следами трещин усыхания, мергелями, гипсами. Местами она замещается доломитизированными известняками с прослоями алевролитов и аргиллитов.

На северо-западе платформы алданскому ярусу отвечает толща доломитов и известняков (200 м), ленскому – битуминозные известняки и доломиты (90 м). В низовьях Подкаменной Тунгуски мощность известняково-доломитовой толщи нижнего кембрия увеличивается до 1200 м. Среднекембрийские отложения – серые кремнистые глинистые и доломитовые известняки общей мощностью 350 м. С нижней частью этой толщи связана фосфоритоносность. Верхнекембрийские отложения представлены полно. В Игаркинском районе – это пестрые известняки, нередко песчанистые, доломиты. В них отмечаются косая слоистость, знаки волновой ряби. Общая мощность верхнего кембрия до 1200 м.

На северном склоне Алданской антеклизы нижний кембрий начинается глауконитовыми известняками (40 м) пестроцветной свиты. В направлении Березовского прогиба в ее разрезе появляются доломиты, ангидриты, каменная соль. Ее мощность возрастает до 250 м. На востоке антеклизы, в бассейне р. Мая ленский и амгинский ярусы сложены темными битуминозными известняками и известковистыми горючими сланцами (55–75 м). В западной части антеклизы амгинский ярус образован толщей рифовых известняков мощностью до 300 м, которая прослеживается к северо-западу через всю платформу, отделяя солеродный бассейн западной части от глубоководного в его восточной части. Майский ярус сложен карбонатами. Верхнекембрийские отложения в обрамлении антеклизы отсутствуют.

В пределах Анабарской антеклизы нижнекембрийская толща сходна по составу с пестроцветной свитой Алданской антеклизы, в ее строении много обломочных пород, а мощность составляет 30–200 м. Ленский и амгинский ярусы образованы глубоководными глинистыми и кремнистыми известняками и горючими сланцами (около 50 м). Площадь распространения горючих сланцев в пределах Оленекского поднятия выделяется как одноименный сланцевый бассейн. Майский ярус представлен однородной толщей (300–800 м) известняков и мергелей, а верхнекембрийские отложения – пестроцветными доломитами, оолитовыми и брекчиевидными известняками с прослоями мергелей и доломитов (до 600 м). В верхних горизонтах толщи содержатся прослои конгломератов, линзы гипса.

Выпадение верхних горизонтов кембрия, появление мелководных морских и континентальных молассовых отложений обусловлены общим поднятием платформы в связи с салаирским орогенезом в смежных частях Урало-Монгольского пояса.

Ордовикско-силурийский комплекс отражает новый этап прогибания и осадконакопления преимущественно в западной и центральной частях Сибирской платформы. Наибольшие изменения состава и мощности осадков комплекса отмечаются в меридиональном направлении. Море на платформу трансгрессировало с севера, где разрез комплекса более полный, существенна роль карбонатных пород; только на севере присутствуют верхнесилурийские отложения. Строение ордовикско-силурийского комплекса сложное. Поверхностями региональных размывов он делится на три части: нижний ордовик, средний–верхний ордовик, силур.

Ордовикские отложения наблюдаются в обрамлении Тунгусской синеклизы, широко развиты в пределах Ангаро-Ленской антеклизы, в Березовском и Нюйско-Жербинском прогибах. Фаунистически обосновано присутствие всех трех отделов ордовика.

Нижний отдел представлен *усть-кутским и чунским* горизонтами. В южных районах они сложены песчаниками и алевролитами с прослоями известняков (300–500 м). В центральных и северных районах в них преобладают известняки и доломиты, нередко они имеют пеструю окраску, содержат пачки песчаников и алевролитов. Мощность песчаниковой толщи изменяется от 100–110 м в низовьях Ангары до 1000 м в Прибайкалье и западной части Иркутского амфитеатра. В верховьях р. Вилюй и севернее песчаники замещаются карбонатной толщей, переходящей вверху в песчано-аргиллитовую. Аргиллиты обычно пестроцветные, содержат многочисленные пачки гипсов.

Средний ордовик представлен криволуцким и мангазейским горизонтами. *Криволуцкий горизонт* залегает обычно с перерывом, сложен толщей (40–60 м) зеленоватых и красных известковистых песчаников, алевролитов, известняков-ракушечников, пестроцветных мергелей. Характерно наличие фосфоритовых конкреций и фосфоритовых галек. В северных районах увеличивается содержание мергелей. *Мангазейский горизонт* (50–80 м) образован зелеными и красноцветными мергелями и аргиллитами с маломощными прослоями органогенных известняков. К его основанию приурочены желваковые фосфориты. В бассейне среднего течения р. Вилюй в составе горизонта развиты доломиты, гипсы.

Верхний ордовик представлен *долборским* горизонтом, который в южных районах сложен красноцветными песчаниками, аргиллитами с прослоями гипса (*братская* свита, 100–290 м), а в северных и центральных районах – известняками с прослоями мергелей, аргиллитов (15–80 м).

Силурийские отложения выходят на поверхность на севере Тунгусской синеклизы, на западе Ангаро-Ленской антеклизы и в Березовском прогибе. *Нижний отдел* представлен карбонатной толщей (известняки, доломиты, мергели) мощностью 100–500 м. В ее основании обычно присутствуют темно-серые глинистые граптолитовые сланцы мощностью от 3

до 110 м, а также конгломераты и песчаники. В средней части разреза присутствуют прослои аргиллитов. В Березовском прогибе к нижнему отделу относят гипсово-доломитовую толщу (200–450 м).

В позднесилурийское время произошло общее поднятие платформы. Морской бассейн сохранился только в северной части Тунгусской синеклизы, где наблюдаются фаунистически охарактеризованные отложения *верхнего силура*. Они представлены внизу светлыми доломитами, мергелями и известняками с прослоями гипсов, вверху – пестроцветной гипсово-глинисто-доломитовой толщей. Мощность отдела изменяется от 30 до 300 м.

Девонско-нижнекаменноугольный комплекс имеет относительно небольшое распространение на Сибирской платформе: в северной части Тунгусской синеклизы, в Тасеевской и Рыбинской впадинах, а также в осевой зоне Вилюйской синеклизы, где сформировались субширотные системы грабенообразных прогибов – авлакогенов, разобщенных Сунтарским выступом. Структурные преобразования на платформе в девоне–раннем карбоне сопровождались магматическими процессами – излияниями основной и кислой лавы, внедрением интрузий основного, ультраосновного и щелочного состава.

Девонские отложения известны в северном обрамлении Тунгусской синеклизы, в пределах Вилюйской синеклизы (Кемпендяйские соляные купола), в Тасеевской и Рыбинской впадинах, в Лено-Анабарском прогибе (Нордвикские соляные купола). Наиболее полные разрезы девона отмечены в Норильском районе, на крыльях Туруханского и Игаркинского поднятий, в бассейне р. Котуй, где фаунистически охарактеризованы все три отдела девона, представленные терригенными, карбонатными, сульфатно-галогенными породами; местами развиты эффузивы.

В Игаркском районе *нижний девон* представлен пестроцветными доломитистыми аргиллитами и алевролитами с прослоями известняков (30–80 м), на которых залегают песчано-алевролитовая пачка (5 м) с повышенным содержанием фосфора. *Средний девон* в северных районах развит более широко. В нижней части залегает терригенная пачка с прослоями алевритистых известняков и фосфоритов (до 90 м). Выше следует пачка пестроцветных аргиллитов и алевролитов, местами содержащая доломиты, линзы гипса, ангидрита, каменной соли (мантуровская свита, до 300 м). Завершается разрез среднего девона известняками, внизу темными битуминозными, вверху – светлыми (20–85 м). *Верхний девон* в нижней части разреза сложен аргиллитами, гипсами, ангидритами, в средней – доломитами и известняками, а в верхней – доломитами, гипсами, ангидритами с пластами каменной соли. Мощность их достигает 750 м.

В Тасеевской синеклизе разрез девона начинается терригенно-карбонатными отложениями *живетского яруса* (180 м). Выше следуют пестроцветные алевролиты, песчаники, мергели (до 340 м). В кровле толщи появляются прослои известняков.

В Рыбинской впадине, вблизи с границей платформы, мощность терригенно-вулканогенных отложений девона достигает 3 км. В нижней части разреза красноцветных терригенных отложений, относимых к эйфель-

скому (?) и живетскому ярусам, присутствуют базальтовые порфириты, в верхнем девоне – известняки.

Особый интерес представляют девонские отложения в Вилюйской синеклизе и на ее окраинах. В основании среднего девона залегает пестроцветная карбонатно-терригенная толща (около 130 м) с остатками рыб. Верхняя часть живетского яруса сложена известняками (5–85 м). К верхнему девону в среднем течении р. Вилюй относится толща (300 м) пестрых мергелей, алевролитов, туфов и подстилающая их толща (125 м) базальтов. В Кемпендяйском районе в верхнем девоне залегают пестроцветные галогенные, туфогенные, терригенно-карбонатные и терригенные отложения мощностью более 1,5 км. Участками развиты лавы основного состава, излияния базальтов связаны с формированием авлакогенов в Вилюйской синеклизе.

Нижнекаменноугольные отложения распространены на платформе сравнительно меньше верхнедевонских. Морские осадки турнейского, визейского и частично серпуховского ярусов развиты на северо-западе Сибирской платформы в обрамлении Тунгусской синеклизы. Известны также нижнекаменноугольные отложения в Вилюйской и Тасеевской синеклизах и на южном склоне Оленекского поднятия.

В районе Норильска турнейский ярус представлен известняками, темными внизу и светлыми вверху (около 50 м). Отложениям визейского и нижней части серпуховского яруса соответствует пестроцветная терригенно-карбонатная толща (100–200 м). В бассейне среднего течения р. Вилюй к турнейскому ярусу относят песчаниково-лавовую толщу (875 м), выше которой залегает пестроцветная песчано-карбонатная толща с прослоями пепловых туфов (более 200 м). В Тасеевской синеклизе развита толща песчаников и алевролитов с туфами (около 100 м), относимая к визейскому и низам серпуховского яруса.

В девонско-раннекаменноугольный этап на Сибирской платформе широко проявился магматизм основного и щелочно-ультраосновного состава. Базальтовые порфириты, базальты слагают мощные покровы в разрезе нижнего–среднего девона в Рыбинской впадине. В восточных районах платформы известны многочисленные небольшие трещинные интрузии долеритов, а также покровы базальтов в авлакогенах под мезозоем Вилюйской синеклизы. Интрузии в виде роев даек окаймляют авлакогены, а также развиты на склонах Анабарской и Алданской антеклиз. Мощность даек достигает 200 м, протяженность до 160 км. Силлы долеритов и габбро-долеритов распространены в низовьях рек Бол. Патом и Чара. Интрузивы прорывают отложения кембрия, ордовика, силура и деформированы вместе с ними.

Щелочно-ультраосновные интрузии и связанные с ними кимберлиты известны в Присаянье, по обрамлению Анабарской антеклизы – в Уджинском, Далдыно-Алакитском, Мунском, Мало-Ботуобинском районах. Наибольшее число кимберлитовых трубок обнаружено в Далдыно-Алакитском районе. Среднепалеозойские кимберлиты содержат включения ультраосновных пород, минералы-спутники алмаза – пироп, пикроильменит и др. В целом кимберлиты прорывают нижнепалеозойские отложения, нередко

содержат обломки известняков с окаменелостями силура–девона и местами перекрыты средне-верхнекаменноугольными и пермскими отложениями. Радиологический возраст кимберлитов 350–360 млн лет.

К концу раннего карбона на Сибирской платформе произошла значительная регрессия моря, и в течение позднего палеозоя и раннего триаса на большей части платформы происходит накопление континентальных отложений.

Среднекаменноугольно-среднетриасовый комплекс континентальных верхнепалеозойских и триасовых отложений *тунгусской серии* был выделен С.В. Обручевым. Он слагает Тунгусскую синеклизу и ее продолжение – Тасеевскую синеклизу. В разрезе комплекса выделяют три толщи: нижнюю – продуктивную, среднюю – туфогенную и верхнюю – лавовую. Их границы не являются строго одновозрастными. В целом продуктивная толща отвечает среднему–верхнему карбону–перми, включая местами верхи нижнего карбона. Туфогенная толща соответствует нижнему триасу, но в северных районах синеклизы она включает и верхнюю пермь. Лавовую толщу относят к среднему или нижнему–среднему триасу.

Среднекаменноугольно-пермские отложения (продуктивная толща) наиболее полно представлены в южной части Тунгусской синеклизы. Они залегают трансгрессивно на подстилающих отложениях, в составе которых аргиллиты, алевролиты, песчаники с пластами и линзами и пластами угля в верхней части разреза. Мощность отложений в южных районах составляет 250–400 м, а в северных – не превышает 200 м.

Пермские отложения залегают трансгрессивно – их разрез начинается конгломератами и гравелитами и расчленяется на ряд свит, отличающихся соотношением содержания глинистых, обломочных пород и углей. Мощность их изменяется в широких пределах, но обычно не превышает 600–800 м. На Нижней Тунгуске в верхних горизонтах нижней перми встречаются прослои глинистых известняков с остатками солоноватоводных беспозвоночных, местами – сидеритов. По всему разрезу пермских отложений встречаются пласты угля мощностью до 70 м. Уголь вблизи интрузий замещается графитом. Продуктивная толща формировалась в условиях обширных озерно-аллювиальных равнин с торфяными болотами. В Норильском районе верхняя часть верхней перми сложена пирокластическими породами и покровами базальтов (около 160 м) с пластами угля. Туфогенные породы в разрезе верхней перми характерны для ряда мест северной части Тунгусской синеклизы. По краю Хатангско-Пясинского прогиба в отложениях перми встречаются прослои с морскими фораминиферами, что говорит о кратковременном существовании здесь мелководного морского бассейна.

Нижне-среднетриасовые отложения в разрезе Тунгусской синеклизы представлены вулканогенной континентальной толщей, расчлененной на ряд свит, корреляция которых основана на остатках флоры.

Нижний отдел триаса образует основную часть разреза толщи, сложен туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туфами, туфобрекчиями и туффитами, которые залегают с перерывом на верхней перми. В нижней части разреза окраска пород пестрая; в средней части встречаются линзы ангид-

ритов, известняков. Мощность отдела изменяется в широких пределах, достигая 600 м.

На северо-западе синеклизы туфовая толща замещается преимущественно базальтовыми покровами мощностью от 4 до 20 м, перемежающимися с прослоями туфов и осадочных пород. Соотношение базальтов и туфогенных пород изменяется в широких пределах, суммарная мощность достигает местами 2 км.

В центральных районах синеклизы верхняя часть нижнего отдела образована покровами шаровых лав с прослоями туффитов и туфов, сверху – базальтами, туффитами и прослоями песчаников. Мощность отложений до 800 м.

В северных районах (озера Дюпкун, Хантайское) среди туфов и туффитов широко распространены трахибазальты. Мощность изменяется от 180 до 620 м.

К *среднему отделу* условно относится толща базальтов, их туфов и туффитов верхней части вулканогенной серии мощностью около 500 м.

Пермо-триасовый трапповый магматизм на Сибирской платформе начался на севере Тунгусской синеклизы в конце перми, а максимально происходил в раннетриасовую эпоху. Комплекс вулканических пород основного состава (базальты, их туфы, туфопесчаники) и сопровождающие их многочисленные интрузивы долеритов образуют трапповую формацию, распространенную на площади 1,5 млн км на западе платформы (рис. 2.3).

Центральная и северная части Тунгусской синеклизы – область широкого распространения лавовых покровов, образующих лавовую толщу общей мощностью до 2,5–3,0 км (плато Путорана). Пачки пирокластических пород в лавовой толще имеют подчиненное значение. Туфы подстилают лавовую толщу, образуя также мощную (600–800 м), преимущественно туфогенную толщу, выходы которой обрамляют лавовое поле с запада, юга и востока. Лавовые покровы встречаются в верхней части туфогенной толщи и замещают ее на северо-западе синеклизы.

Интрузии долеритов распространены более широко, чем туфы, и располагаются по окраинам и в центральной части синеклизы. Их размещение контролируется сложной сеткой разломов, ограничивающих и пересекающих синеклизу. Общий объем базальтового материала в Тунгусской синеклизе составляет примерно 910 тыс. км^3 [Геология..., 1966], 4/5 этого объема принадлежит базальтам и долеритам, 1/5 – туфам.

Среди трапповых интрузивов преобладают силлы и дайки, меньше развиты штоки, блюдцеобразные, воронкообразные тела. Мощность силлов от нескольких единиц до первых сотен метров. Иногда они буквально пронизывают пермские осадки, образуя многоэтажные залежи. Скопления даек (“рои даек”) нередко состоят из десятков тел мощностью от единиц до сотен метров и протягиваются вдоль разломов на 400–500 км. Насчитывается 4–5 фаз интрузивного магматизма и соответствующих им комплексов интрузивных траппов. Подавляющее большинство интрузий (катангский, ангарский комплексы) не дифференцированы по составу и образованы долеритами, микродолеритами, кварцевыми долеритами, габбро-долеритами, отвечающими по химизму базальтам лавовой толщи. Наи-

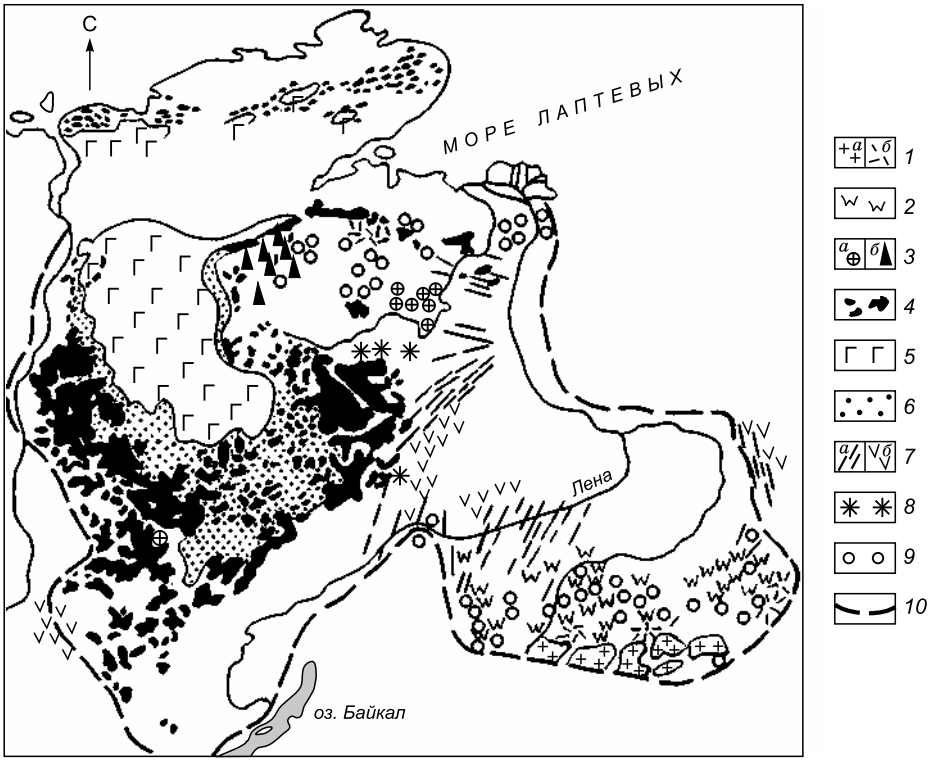


Рис. 2.3. Магматические комплексы Сибирской платформы (по В.Л. Масайтису [1969]):

1, *2* – юрско-меловые: *1* – гранитоиды и сиениты (*а*), эффузивы кислого и среднего состава (*б*), *2* – щелочные габброиды и сиениты; *3–6* – позднепалеозойско-триасовые: *3* – ультраосновная щелочная формация (*а* – кимберлитовые трубки, *б* – массивы ультраосновного щелочного состава); *4–6* – трапповая формация: *4* – интрузии, *5* – лавы, *6* – туфы; *7*, *8* – среднепалеозойские: *7* – трапповая формация (*а* – интрузивы, *б* – лавы, эффузивы), *8* – ультраосновная щелочная формация, кимберлиты; *9* – позднепротерозойско-раннекембрийские траппы, ультраосновные и щелочные интрузивы; *10* – границы платформы.

более разнообразен состав дифференцированных интрузивов (норильский, курейский комплексы). Нижние части камер интрузий выполнены пикритовыми долеритами с сульфидами меди и никеля, средние – оливиновыми долеритами, а верхние – лейкократовыми габбро-долеритами и гранодиоритами.

Большинство интрузивов оказывают слабое контактовое воздействие на вмещающие породы. Лишь вблизи дифференцированных массивов иногда наблюдается скарнирование, они сопровождаются также гидротермальными жилами.

Триасовый ультраосновной щелочной магматизм проявлен в бассейне рек Меймеча и Котуй в виде толщи преимущественно щелочных и щелочно-ультраосновных лав (нефелиновых базальтов, их туфов, трахибазальтов,

гавайитов, пикритовых базальтов, авгититов), залегающей выше трапповой формации. Верхняя часть разреза (около 1000 м) сложена покровами меймечитов (пикритовых порфиритов), их туфов и лавобрекчий. Фациально эта толща связана с трапповой формацией, но образует самостоятельную щелочную ультраосновную формацию ранне-среднетриасового возраста. Излияния щелочных базальтоидов, меймечитов сопровождались внедрением даек и силлов нефелиновых долеритов. Известные здесь крупные (десятки и сотни км^2) и сложные дифференцированные интрузии сформировались в несколько фаз после завершения вулканизма. Ранние фазы интрузивов обычно представлены пироксенитами, оливинитами или дунитами и перидотитами; более поздние – щелочными породами, среди которых преобладают ийолит-мельтейгиты. Карбонатиты, образующие крупные тела, связаны с завершающими фазами формирования интрузивов.

В Меймеча-Котуйском районе известны также трубки и дайки кимберлитов, тесно связанные с другими щелочно-ультраосновными породами.

Для Чадобецкой антиклинали характерны дайки и штоки слюдяных пикритовых порфиритов, мельтейгитов и флогопит-апатит-пироксеновых пород, частью карбонатизированных.

Кимберлиты и пикритовые порфириты нередко образуют поля самостоятельных даек и трубок (восточные районы Анабарской антеклизы). Дайки мощностью до нескольких метров прослеживаются на первые километры. Отдельные кимберлитовые трубки имеют площадь поперечного сечения 3,5–5,5 тыс. км^2; они заполнены брекчией, состоящей из обломков дунитов, перидотитов, пироксенитов, долеритов, гнейсов, палеозойских известняков и песчаников, туфов, сцементированных кимберлитом. Установлено, что среди кимберлитовых трубок встречаются не только раннетриасовые, но и среднепалеозойские (девон–ранний карбон), а может быть, и юрские. Значительная часть кимберлитовых трубок алмазоносна. Наиболее интересны трубки среднепалеозойского возраста, ныне известно более 300.

Морские *триасовые отложения*, не связанные с тунгусским комплексом, распространены на склонах Оленекского поднятия, где они охарактеризованы остатками беспозвоночных. Нижнетриасовые отложения в нижней части (индский ярус) сложены песчаниками, алевролитами, туффитами (до 120 м). Оленекскому ярусу соответствует толща (50–200 м) темных аргиллитов с прослоями мергелей и песчаников, анизийский ярус (до 700 м) сложен внизу песчаниками, выше – темными аргиллитами, а ладинский – песчаниками (110 м) с отпечатками растений. Верхнетриасовые отложения залегают с базальными конгломератами в основании. Это темные аргиллиты с остатками двустворок с прослоями алевролитов и пачками песчаников. Ближе к кровле в песчаниках встречаются обильные остатки растений. Общая мощность верхнего триаса 70–80 м.

Морские терригенные триасовые отложения известны также в центральной части Предверхоянского прогиба – на Китчанском поперечном поднятии.

Юрско-меловой комплекс распространен по окраинам Сибирской платформы, заполняя прогибы, сформировавшиеся вдоль ее краевых швов. На севере это Усть-Енисейско-Хатангский и Лено-Анабарский прогибы, на

востоке – Предверхоянский прогиб и Вилюйская синеклиза. В их пределах комплекс представлен преимущественно морскими (на севере) и континентальными (на юге) отложениями. Вдоль южного обрамления платформы также прослеживается полоса впадин, выполненных юрскими континентальными толщами: Канская, Иркутская (Черемховская), а также впадины на Алданском щите – Чульманская, Токкинская и др. По-видимому, в раннеюрское время Канская впадина и Вилюйская синеклиза соединялись узким протяженным прогибом, в который из Вилюйской синеклизы проникали морские трансгрессии в позднем лейасе. Останцы юры, накопившиеся в этом бассейне, составляют Ангаро-Вилюйский прогиб.

Юрско-меловой морской бассейн периодически трансгрессировал на северную окраину платформы, а глубоким и протяженным рукавом через Предверхоянский прогиб он проникал в Вилюйскую синеклизу. На севере платформы, на склонах Оленекского поднятия юра целиком представлена морскими отложениями; южнее, на широте г. Жиганска, верхний отдел замещается континентальными отложениями, еще далее на юг появляются континентальные толщи в верхах средней юры и в нижней юре, и, наконец, на широте г. Якутска морские отложения сохраняются только на уровне верхнего лейаса–аалена*. Морские осадки мелового возраста имеются только на крайнем севере на уровне неокома и сеномана–турона.

В целом юрские и меловые отложения повсеместно сложены глинистыми и терригенными породами. Широко распространены полимиктовые и кварцевые песчаники, алевролиты, конгломераты, гидрослюдистые и каолиновые глины. В разрезе морских отложений среди глин и обломочных пород присутствуют прослои мергелей и органогенных известняков; их место в континентальных отложениях занимают каменные, бурые угли и лигниты.

Юрские отложения. На севере платформы в основании разреза нижней юры залегает толща (около 150 м) песчаников с прослоями конгломератов, каолиновых глин континентального происхождения. Возраст толщи оценивается как геттанг–синемюр и нижняя часть плинсбаха(?). Вышележащие отложения нижнего, среднего и верхнего отделов представлены песчано-глинистыми толщами морского происхождения. Их суммарная мощность превышает 1 км. Мощность верхнего отдела быстро сокращается в южном направлении.

В Вилюйской синеклизе в основании разреза также выделяется толща (до 250 м) континентальных отложений, относимых к нижнему–среднему лейасу. Это конгломераты, песчаники, глины, бурые угли. Возможно, что нижние горизонты этой толщи отвечают верхам триаса.

Вышележащие песчано-глинистые отложения верхнего лейаса и ааленского яруса (до 200 м) содержат прослои сидеритов и известняков. Байосскому и батскому ярусам соответствует пресноводная песчано-глинистая толща (150–200 м). Верхнеюрские отложения в низовьях Вилюя объединяются в ритмично построенную угленосную чегумскую серию (700–1000 м),

* Здесь и далее возрастные оценки соответствуют первоисточнику [Цейслер и др., 1984]. – *Примеч. авт.*

содержащую 8–9 пластов угля мощностью 3–9 м. Севернее г. Жиганска волжский ярус представлен морскими отложениями (50–200 м), в его основании залегают алмазоносные конгломераты.

В Ангаро-Вилюйском прогибе распространены только нижнеюрские отложения. Обычно это песчаники и галечники континентального происхождения (до 120 м), но местами сохранились морские отложения верхнего лейаса мощностью до 50 м.

В Иркутской впадине нижне-среднеюрские отложения представлены континентальными образованиями. Нижняя юра внизу сложена конгломератами и песчаниками (50–130 м), выше залегает угленосная черемховская свита песчаников и алевролитов. В ее составе насчитывается до 11 пластов бурого угля, иногда они сближены, образуя сложный пласт мощностью до 30 м. Среднеюрские отложения содержат много грубого материала и являются безугольными. Мощность средней юры (150–330 м) и степень насыщенности ее конгломератами увеличиваются в южном направлении – к Восточному Саяну. Вероятно, формирование толщи происходило в предгорном прогибе. Местами под нижнеюрской толщей развита кора выветривания: кварцевые и ильменитовые песчаники, каолиновые глины (да 60 м). Возраст отложений оценивается как рэт-лейасовый.

Нижне-среднеюрские отложения Канской впадины мощностью до 750 м сходны по составу с одновозрастными толщами Иркутской впадины. Промышленной угленосностью характеризуется верхняя свита средней юры (бородинская). В основании юры также местами присутствует кварц-каолиновая кора выветривания с ильменитовыми песчаниками.

Впадины юрского возраста на Алданском щите, вероятно, являются реликтами ранее существовавшего широтно ориентированного прогиба вдоль северного подножия юрского Станового хребта. Отложения юры в существенной мере напоминают молассу, которая сформировалась в период мезозойской тектономагматической активизации этой области. По всему разрезу юрских отложений в Токкинской и Чульманской впадинах распространены пласты угля мощностью более 1,5 м.

Детально изучены юрские отложения в Чульманской впадине, где разрабатывается Нерюнгринское месторождение угля. Нижнеюрская *юхтинская свита* (470 м), сложенная алевролитами, полимиктовыми разнозернистыми песчаниками, гравелитами, залегает несогласно на кембрийских и архейских породах. Среднеюрская *дурайская свита* (480 м) имеет песчано-алевролитовый состав и содержит в верхах маломощные пласты угля. Верхний отдел юры (*кабактинская, беркакитская, нерюнгринская свиты*) мощностью 1,5 км сложен главным образом алевролитами и песчаниками. Наибольший промышленный интерес имеет верхняя свита, содержащая пласт “Мощный” (25 м), который вскрыт Нерюнгринским угольным разрезом. Большие запасы углей, пригодных для коксования, наличие поблизости месторождений железных руд в иенгрской серии архея, медистых песчаников в удоканской серии – все это создает предпосылки для создания здесь крупного Южно-Якутского промышленного центра.

Меловые отложения морского происхождения известны вдоль северной окраины платформы. В южном направлении они сменяются конти-

нентальными. Наиболее далеко на юг по Предверхоянскому прогибу проникают морские отложения валанжинского яруса. В Лено-Анабарском прогибе берриас–валанжин представлен глинисто-алевролитовой толщей (100–800 м) с аммонитами и двустворками. На южном краю прогиба в разрезе появляется много песчаников. Песчано-глинистые готерив-баррем-ские отложения (1000–1800 м) внизу содержат остатки морских организмов, но в верхней части становятся угленосными. Апт и альб представлены толщей (200–500 м) континентальных песчаников с прослоями глин и углей. Верхнемеловые отложения развиты ограниченно. В Усть-Енисейско-Хатангском прогибе известны морские глинистые отложения (р. Хета, до 60 м), но в основном это континентальные песчано-глинистые толщи.

В Вилюйской синеклизе нижний мел образован ритмично построенной толщей континентальных отложений *сангарской серии* (до 2 км), подобных верхнеюрским. В разрезе серии выделяются три угленосные свиты, разделенные безугольными. Наиболее богата углями нижняя свита – до 15 пластов угля мощностью от 0,7 до 5,0 м. Всего серия содержит до 37 пластов угля, которые разрабатываются на месторождениях Ленского угольного бассейна.

Верхнемеловые отложения распространены только в Вилюйской синеклизе – это кварцевые пески, песчаники и глины *вилюйской серии*. В верхах разреза много каолиновых глин. Угленосность низкая. Мощность отложений возрастает к востоку от 450 до 1000 м.

На Алданском щите континентальные нижнемеловые отложения (до 400 м), завершая разрез угленосных накоплений в Чульманской и Токкинской впадинах (холодниканская свита), сложены гравелитами, конгломератами, косослоистыми песчаниками с пачками алевроглинистых пород и пластами угля, содержат отдельные пачки туфов кислого и среднего состава.

В Канской впадине к нижнему мелу относят пестроцветные континентальные отложения различной мощности. Участками в западной части платформы установлено наличие бокситоносных кор выветривания, условно относимых к верхнему мелу.

Юрско-меловой этап сопровождался проявлениями магматизма в юго-восточной части Сибирской платформы. В Чульманской впадине распространены дайки диабазов и долеритов мощностью 250 м и протяженностью до 100 км, пересекающие нижнюю юру. Предполагается, что значительная часть кимберлитовых трубок на Сибирской платформе юрского возраста, так как в кимберлитах встречаются обломки пород того же возраста. На Алданском щите известны юрско-раннемеловые гипабиссальные щелочные и субщелочные интрузии сиенитов, граносиенитов и нефелиновых сиенитов, с которыми связана золотоносность. Вблизи границы платформы с Монголо-Охотской складчатой областью в зонах разломов Станового мегаблока имеются штокообразные тела гранитов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиров. Известны также дифференцированные интрузивные массивы (от основных до кислых) в западной части Станового хребта.

Таким образом, магматизм юрско-мелового этапа на Сибирской платформе характеризовался широким спектром – от щелочно-ультраосновно-

го до кислого и был обусловлен процессами тектономагматической активизации, проявившимися в восточных и юго-восточных районах платформы.

Кайнозойские отложения на Сибирской платформе распространены ограниченно и представлены озерными, аллювиальными, делювиально-пролювиальными и элювиальными накоплениями. По особенностям состава и строения различаются палеоген-миоценовые отложения, накопившиеся в условиях относительного выравнивания рельефа, и плиоцен-четвертичные, формирование которых происходило в период резкого омоложения рельефа платформы. Четвертичные отложения развиты повсеместно и представлены разными генетическими типами континентальных отложений, в том числе ледниковыми образованиями.

На юге Вилюйской синеклизы в разрезе кайнозоя выделяется несколько толщ озерных отложений: внизу залегают грубые кварцевые и кварц-полевошпатовые пески (90–380 м) палеоцена, выше – пески, глины, лигниты (до 30 м) олигоцена(?) и железистые пески миоцена (до 120 м), вверху – грубые пески, конгломераты и глины плиоцен-четвертичного возраста.

На юге Сибирской платформы широко распространены коры выветривания (мощность до 50 м) условно палеогенового возраста, состав которых зависит от субстрата. Западнее Вилюйской синеклизы местами развиты так называемые водораздельные галечники, сложенные внизу грубыми песками и галечниками, выше – глинистые пески и каолиновые глины (1–3 м).

Структурные формы осадочного чехла Сибирской платформы подчинены блоковому строению ее фундамента. Деформации отложений чехла контролируются зонами разломов в фундаменте, перемещение по которым происходило в платформенный этап развития. Большое значение имеют разломы, группирующиеся в протяженные зоны вдоль краевых частей синеклиз и антеклиз. Характерно, что на Сибирской платформе многие разломы пересекают осадочный чехол, включая и юрско-меловой комплекс.

В структуре плиты важное место принадлежит телам интрузивных траппов, щелочно-ультраосновных пород, размещение которых тоже контролируется зонами разломов и участками их пересечений (кимберлитовые трубки и пр.). Вертикальные амплитуды перемещения слоев платформенного чехла по разломам нередко измеряются сотнями метров. Крупные разломы в чехле сопряжены со складчатыми формами и флексурами.

Современный структурный план Средне-Сибирской плиты сформировался к концу мезозоя. Главнейшими ее структурными элементами являются Анабарская, Алданская, Приенисейская, Ангаро-Ленская антеклизы, Тунгусская и Вилюйская синеклизы. Их сложная структура включает ряд впадин, сводов, валообразных поднятий, горстов, отдельных антиклиналей и т. д. На юге платформы выделяется ряд самостоятельных мезозойских впадин, прослеживающихся и в пределах Алданского щита. Обособление структурных форм плиты происходило последовательно в соответствии со структурной этажностью чехла.

Анабарская антеклиза представляет собой крупную (около 1000 км по широте и 800 км по меридиану) сложную положительную структуру,

оформившуюся воедино в позднем палеозое и мезозое в результате активного прогибания смежных участков плиты: Тунгусской и Вилюйской синеклиз, Лено-Анабарского и Предверхоянского прогибов. Западную часть антеклизы образует Анабарский свод; в северо-восточном ее углу располагается Оленекский свод. Южнее его, отделяясь Котюнгдинским грабеном, заполненным верхнепалеозойскими отложениями, находится Котуйско-Далдынское поднятие (бассейн р. Молодо), к которому приурочены многочисленные кимберлитовые трубки. На юго-востоке антеклизы, в междуречье Муны и Тюнга, расположен Мунский свод, образованный среднекембрийскими отложениями. Анабарский свод отделен от Оленекского, Мунского сводов Суханской впадиной, которая к югу сменяется Мунской впадиной.

Анабарский свод имеет округлотреугольную форму. В его размытой центральной части на поверхности обнажены породы фундамента – Анабарский щит, окруженный выходами протерозойских, вендских и кембрийских отложений, образующих чехол на склонах свода. Падение слоев на северном его склоне 3°, на южном – 0,5°. Моноклинальное залегание слоев осложнено наличием многочисленных разломов, флексур с наклоном смыкающих крыльев в десятки градусов. В пределах поля развития кембрия выделяется ряд валообразных поднятий. На северо-западном склоне Анабарского свода в бассейне рек Меймеча и Котуй протерозойские и кембрийские отложения прорваны массивами ультраосновных и щелочных пород.

В северном углу Анабарского свода располагается Попигайская впадина округлой формы. По данным В.Л. Масайтиса [1979], эта кольцевая структура имеет метеоритное происхождение и относится к категории астроблем. В ее строении выделяются два концентрических кратера, заполненных импактитами – ударно-метаморфическими брекчиями. По краям кратера отмечаются надвиги. Возраст кратера позднемеловой–палеогеновый.

Оленекский свод сложен породами рифея–среднего кембрия, а в восточной части вскрыт нижнепротерозойский фундамент. Системой параллельных разломов северо-западного простирания свод расчленен на отдельные горсты и грабены. Кембрийские отложения смяты в брахиформные складки и флексуры длиной до 15 км. На востоке выделяется грабенообразный Котюнгдинский прогиб с верхнепалеозойскими отложениями, силлами и дайками траппов.

Мунский свод имеет четко выраженную асимметрию: восточный его склон крутой, с многочисленными разрывами, флексурами, брахискладками, а западный – пологий.

Меридиональный Суханский прогиб представлен отложениями верхнего кембрия, но в Уджинском горстовом поднятии на севере прогиба есть выходы рифея и нижнего протерозоя.

Алданская антеклиза соответствует области развития верхнего протерозоя и кембрия севернее одноименного щита. В ее пределах выделяются Алданский полусвод (по изогипсе рельефа фундамента –0,5 км) и Якутский свод (по изогипсе –1,0 км), перекрытые чехлом юрских отложений.

Они разделены узким субширотным Амгинским прогибом, открывающимся на востоке к Юдомо-Майскому, который примыкает к поднятию хр. Сетте-Дабан. Кембрийские отложения Юдомо-Майского прогиба образуют систему меридиональных складок, вытянутых вдоль разломов, ограничивающих юго-восточный край Сибирской платформы.

В пределах Алданского полусвода вендские отложения (юдомская свита) залегают на архейском фундаменте. На его западном крыле появляются рифейские отложения, и фундамент погружается в глубокий асимметричный Березовский прогиб, который примыкает к Байкало-Патомской складчатой системе и на западе отделен Уринским антиклинальным поднятием от Нюйско-Жербинской впадины. Прогиб заполнен мощной толщей рифея, кембрия, ордовика и нижнего силура. В осевой части присутствуют осадочно-вулканические отложения среднего–верхнего девона. В северном направлении он продолжается под Вилюйской синеклизой, на восточном – слои венда–кембрия залегают полого моноклинально, на западном – нижнепалеозойские отложения сложно деформированы.

Южнее Алданского полусвода, в пределах северной части Алданского щита сохранились останцы пологозалегающего чехла верхнепротерозойских и кембрийских отложений, на котором располагается широтная цепочка грабен-синклиналей и грабенов, заполненных юрскими и нижнемеловыми отложениями. Грабены примыкают с севера к Северо-Становой зоне разломов. Наиболее крупные из них: на западе – Чульманская, на востоке – Токкинская грабен-синклинали. Юрские отложения на их северных крыльях залегают полого моноклинально, вблизи разломов, являющихся южным ограничением впадин, они смяты в складки; архейские гнейсы надвинуты на юрские отложения с амплитудой в первые километры.

Приенисейская и Ангаро-Ленская антеклизы опоясывают с юга поле верхнего палеозоя и триаса Тунгусской синеклизы.

Наиболее сложное строение имеет Ангаро-Ленская антеклиза (раннепалеозойский перикратонный прогиб по Е.В. Павловскому [1948]). Юго-западный край платформы, испытавший активное прогибание в позднем протерозое в связи с развитием байкалид, а также в раннем палеозое, в среднем и позднем палеозое, оформился как зона поднятий – антеклиза. Фундамент в пределах антеклизы залегает на глубине 2–3 км и только на крайнем северо-востоке резко погружается (до 6–7 км) в Нюйско-Жербинскую впадину, отделенную от Березовского прогиба Уринским поднятием. В пределах антеклизы выделяется несколько сводовых поднятий и разделяющих их прогибов. На ее территории развиты протяженные складчатые структуры с крутыми крыльями, на севере они образуют складчатые зоны, параллельные внешнему краю платформы. В Нюйско-Жербинской впадине нижнепалеозойские отложения смяты в крупные субширотные складки, осложненные продольными разрывными нарушениями. Южнее широты г. Братска сохраняются отдельные синклинали, тяготеющие к байкальскому обрамлению. Для этой территории характерно преобладание узких протяженных гребневидных антиклиналей, разобщенных сундучными синклиналями с горизонтальным залеганием пород в их замковых и

ядерных частях. Крутые крылья антиклиналей и их осевые части осложнены продольными взбросами. Видимо, образование складчатых форм в чехле здесь обусловлено перемещениями блоков фундамента; возможно, что на этот процесс накладываются явления соляного диапиризма в соленосной толще нижнего кембрия.

Алдано-Ленская антеклиза соединяется с южным окончанием Анабарской антеклизы частично погребенным Мирнинским сводом и другими поднятиями. Тунгусскую и Вилюйскую синеклизы разделяет меридиональная зона поднятий – Центрально-Сибирская седловина [Цейслер и др., 1984].

Приенисейская антеклиза примыкает с востока к выступу Енисейского кряжа. С поверхности она сложена почти горизонтально залегающими образованиями кембрия и ордовика с крупными многочисленными интрузиями траппов. В северной части антеклизы имеются крупные разрывы, параллельные и поперечные к структурам Енисейского кряжа. В качестве антеклизы, смежной с Тунгусской синеклизой, эта область оформилась в позднем палеозое–триасе. В ее северной части выделяется Вельминская впадина, заполненная толщей рифея–нижнего палеозоя.

Тунгусская синеклиза является самой крупной структурной формой Средне-Сибирской плиты (около 1000 км по широте и 1400 км по меридиану). Она выполнена мощной серией траппов верхней перми–среднего триаса и окаймлена огромным числом даек и силлов, контролируемых зонами расколов фундамента. Дайки и силлы траппов встречаются также в центральной части синеклизы. Ее границы отчетливо фиксируются выходами на поверхность продуктивной толщи среднего–верхнего карбона–перми, которая на всем протяжении насыщена силлами траппов.

В центральной части синеклизы пермские и триасовые отложения залегают горизонтально. Многочисленные флексуры, купола, мульды, разрывы приурочены к краевым частям синеклизы. На ее юго-западе находится крупная Чадобецкая брахиантиклиналь с выходом в размытом своде рифейских и вендских отложений. Вдоль ее западного края располагаются Игаркское и Туруханское поднятия. В северо-западной части синеклизы расположен Хатангско-Рыбинский вал. На крыльях поднятий палеозойские отложения имеют крутой наклон. На северном фланге Тунгусская синеклиза перекрыта юрско-меловыми отложениями Усть-Енисейско-Хатангского прогиба.

По-видимому, начало формирования синеклизы в ее современных контурах относится к позднему палеозою, окончательное оформление синеклизы закончилось к середине триаса. В северной части Тунгусская синеклиза унаследовала девонско-раннекаменноугольный прогиб, в центральной и южной – наложена на различные структуры раннего палеозоя. По поверхности фундамента в пределах синеклизы выделяется ряд впадин: на северо-востоке – глубокая (до –10 км) Кочечумская впадина, вытянутая субмеридионально от верховьев р. Таймур до верховьев р. Котуй, на северо-западе в бассейне Курейки и оз. Хантайское по изогипсам –7...–9 км оконтуривается Дюпкунская впадина, еще севернее – небольшая глубокая Норильско-Хараелахская впадина. Время формирования впадин неясно.

На юге Тунгусская синеклиза отделена от своего непосредственного продолжения – Тасеевской синеклизы – весьма своеобразной Иркинеевской зоной линейных складок, представленных нижнепалеозойскими отложениями.

Тасеевская синеклиза выполнена мощной толщей каменноугольных и пермо-триасовых отложений. Глубина залегания фундамента во впадинах определяется изогипсой –7...–8 км. Сложно построено ее западное крыло, примыкающее к Заангарскому выступу Енисейского кряжа.

Вилюйская синеклиза по выходам юрских и меловых отложений имеет заливообразную форму. На востоке она сливается с Алдано-Ленским прогибом в месте изменения его простирания от меридионального на широтное. В современных очертаниях она сформировалась к концу позднего мела. Углы наклона ее крыльев не более 1°. Строение синеклизы на глубине сложное: на востоке под мезозойскими отложениями присутствуют морские пермо-триасовые толщи, а на западе в районе пос. Сунтар на глубине 400 м под юрскими отложениями вскрыт кристаллический фундамент – Сунтарский горст. Он разделяет два широтных грабенообразных прогиба: Ыгыаттинскую (на севере) и Кемпендяйскую (на юге) впадины глубиной соответственно 7 и 9 км, заполненные нижнепалеозойскими отложениями, а также соленосными и осадочно-вулканогенными толщами девона–нижнего карбона. По-видимому, во впадинах развиты также рифейские отложения. Соленосные образования в Кемпендяйской впадине на поверхности образуют одноименную соляно-купольную антиклинальную зону. Восточным продолжением Кемпендяйской и Ыгыаттинской впадин являются соответственно Лунхинская и Линденская впадины, в совокупности составляющие Северо- и Южно-Вилюйский среднепалеозойские авлакогены. В восточной части синеклизы они разделены погруженным Средневилюйским (Хапчагайским) валом.

Вилюйская синеклиза открыта в Предверхоянский краевой прогиб, имеющий в своей северной части меридиональную ориентировку, а в южной – широтную. Структура асимметричного строения: на западном (платформенном) крыле мезозойские отложения залегают полого, а на восточном – дислоцированы в складки верхоянского направления. Поперечными поднятиями прогиб делится на отдельные впадины. Самое крупное Китчанское поднятие разделяет Нижнеалданскую и Линденскую впадины, в низовьях Лены расположена Булунская впадина.

Иркутская впадина в южной части платформы расположена вдоль Восточного Саяна. Обычно она рассматривается в качестве Предсаянского предгорного прогиба юрского возраста. Ее западным продолжением является Канская впадина. Длина Иркутской впадины около 500 км, ширина до 100 км. Северо-восточное крыло пологое, юго-западное – крутое, с надвиганием докембрийских пород на юрские на юго-востоке. Юго-восточная часть впадины наиболее прогнута (Прибайкальская депрессия). Здесь юрские отложения образуют систему складок северо-восточной ориентировки, согласных с простиранием складчатых структур байкалид. Формирование складок связано с процессами мезозойского эпиплатформенного орогенеза.

2.2. УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ГОРНО-СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

Урало-Монгольский (рис. 2.4) пояс расположен между древними платформами – Восточно-Европейской и Сибирской. На юго-западе он граничит со Средиземноморским поясом.

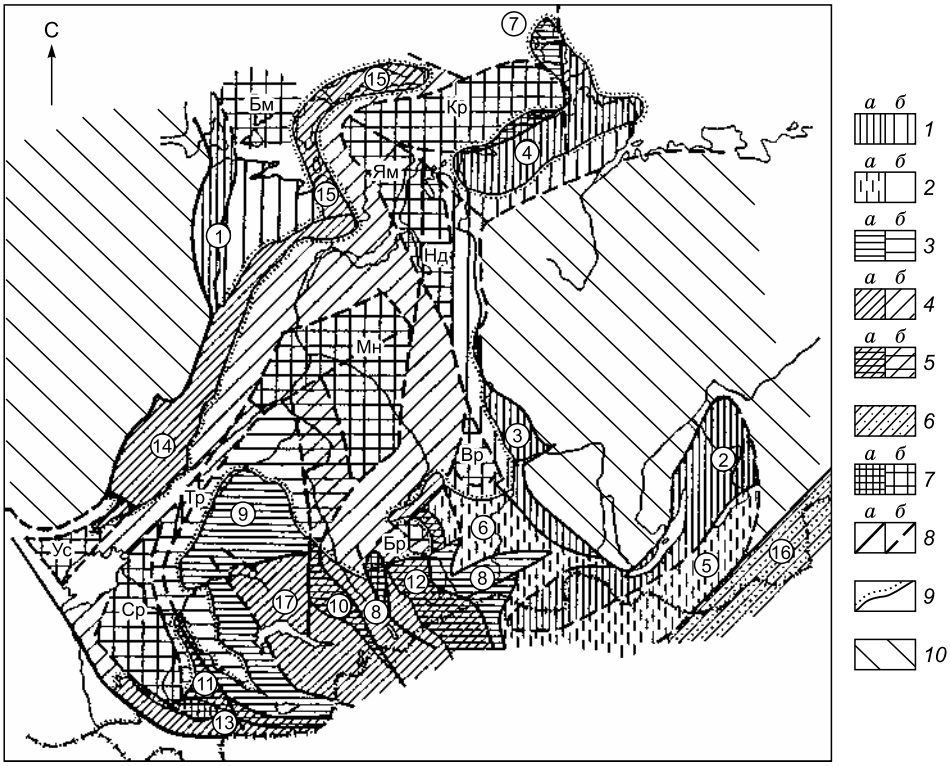


Рис. 2.4. Схема тектонического районирования Урало-Монгольского пояса [Цейслер и др., 1984]:

1–7 – складчатые области и крупные срединные массивы (*а* – на поверхности, *б* – под мезозойско-кайнозойским чехлом плит): *1* – байкальские, *2* – салаирские, *3* – каледонские, *4* – герцинские, *5* – каледоно-герцинские, *6* – герцинские, переработанные мезозойской активизацией, *7* – срединные массивы с архейским фундаментом; *8* – разломы, разграничивающие складчатые системы и области (*а* – достоверные, *б* – предполагаемые); *9* – границы чехла плит; *10* – древние платформы.

Складчатые области и системы. 1–4 – ***системы байкалид***: 1 – Тимано-Печорская область, 2 – Байкальская, 3 – Саяно-Енисейская, 4 – Таймырская (Северо-Таймырская); 5, 6 – ***системы салаирид***: 5 – Джидино-Верхневитимская, 6 – Кузнецко-Тувинская; 7–9 – ***каледонские системы***: 7 – Североземельская, 8 – Алтае-Западно-Саянская, 9 – Казахстано-Северо-Тянь-Шаньская; 10–12 – ***каледоно-герцинские системы***: 10 – Чингиз-Тарбагатайская и Салымская, 11 – Срединно-Тянь-Шаньская, 12 – Алтае-Салаирская; 13–17 – ***герцинские системы***: 13 – Южно-Тянь-Шаньская, 14 – Уральская, 15 – Пайхой-Новоземельская, 16 – Монголо-Охотская, 17 – Джунгаро-Балхашская. **Срединные массивы:** Бм – Баренцев(?), Кр – Карский, Мн – Мансийский, Нд – Надояхский, Ям – Ямальский, Ср – Сырдарьинский, Бр – Барнаульский, Ус – Устюртский, Вр – Верхнекасский, Тр – Тургайский.

Некоторые авторы [Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты, 1971; Сурков, Жеро, 1981; Цейслер и др., 1984] считают, что с начала мезозоя значительная часть территории Урало-Монгольского пояса превратилась в молодую эпипалеозойскую платформу, а горно-складчатые его области являются выступами ее палеозойского складчатого фундамента на поверхность – аналогами щитов древних платформ.

Домезозойские складчатые структуры пояса в Западно-Сибирской области имеют в основном меридиональное простирание, в Центральном Казахстане наблюдается их поворот на юго-восток, в Тянь-Шане они приобретают широтное простирание, в Забайкалье и Приамурье – северо-восточное. Таким образом, они образуют огромную дугу, выпуклую к юго-западу. В пределах пояса выделяются области и системы байкальской, салаирской, каледонской и герцинской складчатости (см. рис. 2.4). Распространение складчатых областей и систем под мезозойско-кайнозойским чехлом плит установлено главным образом геофизическими методами и иногда – буровыми скважинами.

2.3. ЮЖНО-СИБИРСКАЯ ГОРНО-СКЛАДЧАТАЯ ПРОВИНЦИЯ

В пределах Южно-Сибирской горно-складчатой провинции выделяются: Саяно-Енисейская область байкальской складчатости, Байкальская область байкало-салаирской складчатости, Кузнецко-Верхневитимская область салаиро-каледонской складчатости.

Саяно-Енисейская область байкальской складчатости включает Восточные Саяны и Енисейский кряж (рис. 2.5). На востоке и юго-востоке область граничит с Сибирской платформой, на западе и юго-западе – с салаиридами Кузнецко-Тувинской системы.

Комплекс основания сложен породами архея и нижнего протерозоя. *Главный геосинклинальный комплекс* образуют средне-верхнерифейские отложения. *Орогенный комплекс* включает отложения верхней части верхнего рифея. *Постгеосинклинальный комплекс* представлен рифейско-палеозойскими осадками, выполняющими отдельные глубокие прогибы, наложенные на складчатые структуры геосинклинального комплекса. Для нижнего этажа этого комплекса характерны орогенные (верхи рифея, верхи кембрия, ордовик) и субплатформенные (венд, нижний и средний кембрий) формации, дислоцированные преимущественно в брахискладки. Верхний этаж образуют отложения девона и карбона (местами силура), также выполняющие впадины и грабены.

По изменению простирания складчатых структур рифейского комплекса различают *складчатые системы Юго-Восточного и Северо-Восточного Саяна и систему Енисейского кряжа*. Каждая система отделена от других глубинными разломами.

Система ***Юго-Восточного Саяна*** образует южную субширотную ветвь складчатых структур Восточного Саяна, уходящую на юго-запад в пределы Восточной Тувы и далее в Монголию (см. рис. 2.4). Она характеризуется преимущественно эвгеосинклинальными формациями рифейского комплекса. Основными складчатыми структурами являются: *Белинский антиклинорий* (15), в ядре которого на поверхность выходят породы нижнего

протерозоя, *Окинский* (16) и *Ильчирский* (17) синклинории, сложенные породами рифея. Складчатые структуры обрамляют два крупных *срединных массива* – *Сангиленский* (1) и *Хамар-Дабанский* (2), в первом из них дорифейский фундамент перекрыт дислоцированным чехлом рифея, во втором на поверхность выходят главным образом архейские породы фундамента. Близ границы с Монголией на рифейские складчатые структуры резко наложен крупный *Боксон-Сорхойский прогиб* (18).

Система ***Северо-Восточного Саяна*** образует северную ветвь структур Восточного Саяна северо-западного простирания вдоль границы Сибирской

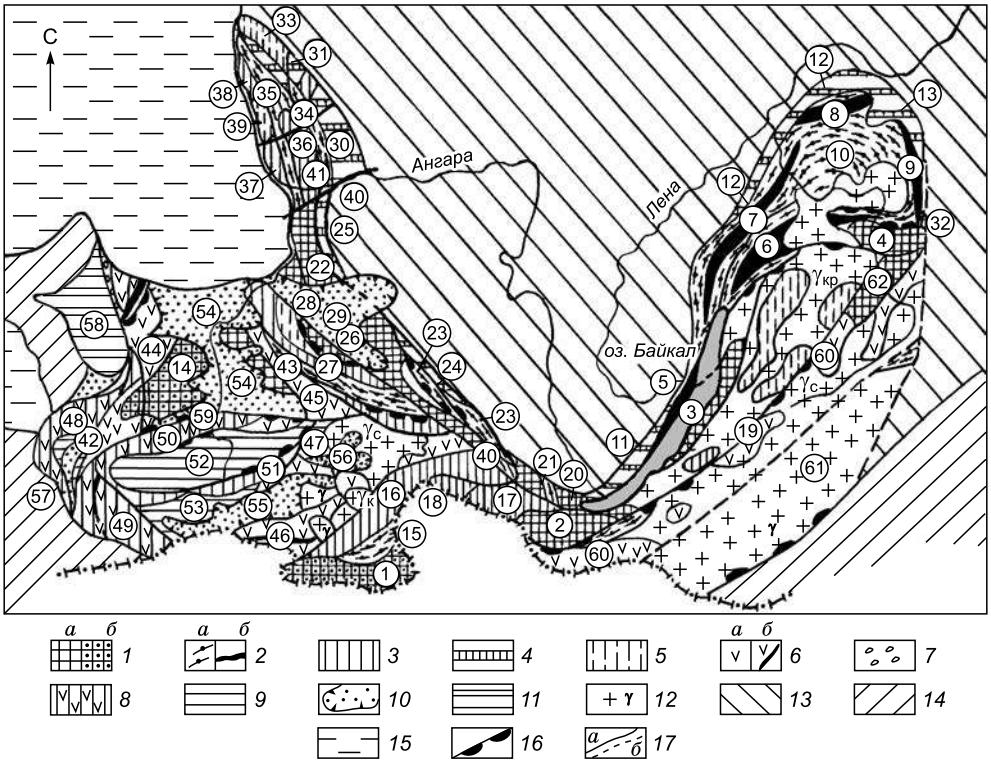


Рис. 2.5. Тектоническая схема Южной Сибири [Цейслер и др., 1984]:

1 – срединные массивы (*а* – фундамент, *б* – чехол); *2–5* – байкалиды и их структурные этажи: *2* – нижнепротерозойский (*а* – синклинории, *б* – антиклинории), *3* – рифейский, *4* – верхнерифейско-вендский, *5* – вендско-кембрийский; *6*, *7* – салаириды и их структурные этажи: *6* – рифейско-среднекембрийский (*а* – синклинории, *б* – антиклинории), *7* – верхнекембрийско-раннеордовикский; *8*, *9* – Алтае-Западно-Саянские каледониды и их структурные этажи: *8* – вендско-среднекембрийский, *9* – верхнекембрийско-силурийский; *10* – девонско-пермский комплекс на байкалидах и салаиридах; *11* – верхнепалеозойский орогенный комплекс; *12* – гранитоиды (γ): кр – карельские, с – салаирские, к – каледонские; *13* – Сибирская платформа; *14* – области герцинской складчатости; *15* – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; *16* – гипербазитовые пояса; *17* – крупные разломы (*а* – достоверные, *б* – предполагаемые). Цифры в кружках (1–62) – структуры см. в тексте (номера в скобках).

платформы. В ее строении выделяются внешняя и внутренняя структурные зоны, разделенные *Главным Саянским разломом* (42).

Внешняя зона, примыкающая к платформе, состоит из двух крупных горстов – *Южно-Енисейско-Бирюсинского* (22) и *Шарыжалгайского* (20). Они разделены *Онотским* (21) и *Урикско-Ийским* (23) грабенами, образованными отложениями нижнего протерозоя. В северной части грабены частично перекрыты чехлом Сибирской платформы. Некоторые авторы [Хоментовский и др., 1960; Геология Сибирской платформы, 1966; Цейслер и др., 1984] всю внешнюю зону считают выступом фундамента Сибирской платформы, другие исследователи чаще к ней относят только Шарыжалгайский горст.

Во внутренней зоне наиболее крупными структурами являются *Канский горст* (26) с выходом пород архея и *Протеросаянский антиклинорий* (27), в ядре которого на поверхность выходят отложения протерозоя, а крылья сложены рифейскими отложениями. Около г. Красноярска расположен *Манский* вендско-кембрийский наложенный *прогиб* (39).

На Южно-Енисейско-Бирюсинский горст наложена *Рыбинская* девонско-каменноугольная *впадина* (29). В пограничной части Сибирской платформы расположены рифейские прогибы, в венде превратившиеся в краевые: *Присаянский* (24) и *Тасеевский* (25).

Система ***Енисейского кряжа*** простирается меридионально вдоль западной границы Сибирской платформы. Она подразделяется на внешнюю и внутреннюю зоны [Постельников, 1980].

Во внешней зоне выделяются *Ангаро-Питский* (30) и *Тейский* (31) *синклинории*, сложенные миогеосинклинальными формациями рифея, и *Центральный антиклинорий* (34) с выходом нижнепротерозойских отложений в ядре. На дислоцированные отложения рифея наложена *Лебяжинская впадина* (33), выполненная породами венда и кембрия.

Во внутренней зоне Енисейского кряжа, отделенной от внешней *Татарским разломом* (41), выделяются *Ангаро-Тейский* (36), *Ворговский* (38) и *Енисейский* (37) *синклинории*, сложенные эвгеосинклинальными формациями рифея, и *Приенисейский антиклинорий* (35), в ядре которого на поверхность выходят породы нижнего протерозоя. Синклинориям соответствуют гравитационные максимумы, свидетельствующие об утонении, а местами о разрыве гранито-гнейсового слоя коры. На складчатые структуры Ворговского синклинория наложена одноименная вендско-кембрийская впадина (39).

В пределах Южно-Сибирской провинции широко развиты гранитоидные интрузии, прорывающие отложения комплекса основания и рифейского геосинклинального комплекса. Их изотопный возраст 840 ± 20 млн лет, что соответствует позднему рифею. Этому времени отвечает главная складчатость, в основном завершившая геосинклинальное развитие области; одни исследователи называют ее раннебайкальской, другие – рифейской, а структуры – рифеидами.

Существенную роль в строении области играют крупные разломы, к которым часто приурочены пояса гипербазитов: *Канско-Агульский* (42), *Кизырский* (40), *Приенисейский* (43).

В *комплексе основания* различают три структурных этажа – нижнеархейский, верхнеархейский и нижнепротерозойский.

Нижний этаж обнажается в горстовых блоках и ядрах антиклинориев. Нижний архей мощностью до километров представлен, как и на Алданском щите, глиноземистыми гранито-гнейсами, гранат-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, кварцитами, линзами мраморов, иногда чарнокитами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации и дислоцированными в сложные складки; особенно сложная складчатость развита в обрамлении гранито-гнейсовых куполов.

Верхнеархейский этаж сложен эвгеосинклинальными кремнисто-диабазовыми, спилит-кератофировыми, вулканогенно-осадочными формациями, метаморфизованными в амфиболитовой фации и превращенными в основные кристаллические сланцы и амфиболиты. Встречаются магнетитовые кварциты, прослои мраморов. Наиболее полный разрез имеется в Южно-Енисейском горсте, где породы дислоцированы в крутые линейные складки. По составу этот структурный этаж сходен с вулканогенно-кремнисто-железистым троговым комплексом Алданского щита. Известны небольшие массивы габброидов, прорывающие эти отложения и пояса гипербазитов.

Отложения нижнепротерозойского этажа известны в ядре Протеросаянского антиклинория (дербинская серия), в антиклинориях Енисейского кряжа (тейская и печенгинская серии), в Урикско-Ийском и Онотском грабенах.

Дербинская серия (6–8 км) представлена преимущественно карбонатными толщами с пачками терригенных пород в верхней части разреза, метаморфизованными в условиях амфиболитовой или зеленосланцевой фаций. Характерны графитистые мраморы; изредка встречаются прослои основных эффузивов, превращенные в амфиболовые сланцы.

Тейская серия (2 км) сложена терригенными и вулканогенными образованиями, превращенными в дистен-ставролитовые и биотит-амфиболовые сланцы. Присутствуют высокоглиноземистые породы, образованные за счет коры выветривания. Радиологический возраст пород 2000–1850 млн лет.

Тейскую серию с размывом перекрывает *печенгинская серия* (3,0–3,5 км), представленная внизу амфиболовыми сланцами с прослоями кварцитов и мраморов, а вверху – мраморами и мраморизованными известняками. Изотопный возраст пород 1850–1650 млн лет.

В Урикско-Ийском и Онотском грабенах среди карбонатно-терригенных пород нижнего протерозоя известны линзовидные тела диабазов, в верхах разреза появляются горизонты гравелитов. Завершается разрез континентальной обломочно-вулканогенной молассой с эффузивами кислого состава, сходной с молассой Акитканского хребта Прибайкалья.

Нижнепротерозойские отложения дислоцированы в простые, часто коробчатые складки и прорваны крупными массивами гранитов, вытянутыми вдоль разломов. Их внедрение связано с карельской эпохой складчатости, изотопный возраст 1800–2000 млн лет.

Геосинклинальный комплекс в Восточном Саяне слагает синклинории и крылья антиклинориев. В нижней части комплекса развиты спилит-ке-

ратофировая, кремнисто-диабазовая и туфотерригенная эвгеосинклинальные формации; в средней части преобладают андезитовые порфириты. Вулканогенные породы превращены в результате метаморфизма в так называемые “зеленые сланцы”. Выше залегают преимущественно карбонатные породы с терригенными пачками флишевого строения и углистыми сланцами. В карбонатных породах найдены строматолиты низов верхнего рифея. Мощность комплекса 8–9 км. На Сангиленском массиве рифейские отложения, образующие дислоцированный чехол, представлены известняками с онколитами и строматолитами с прослоями кремнистых и слюдистых сланцев.

В Енисейском кряже *геосинклинальный комплекс* образован сухопитской и тунгусикской сериями. Во внешней зоне в строении сухопитской серии участвуют аспидная, флишоидная терригенная и карбонатная со строматолитами (карбостромовая) формации. Для тунгусикской серии характерна резкая фациальная изменчивость: в прогибах это глинисто-карбонатная толща, на внутренних поднятиях она замещается карбонатной, а в крыльях Центрального антиклинория – грубообломочной. Суммарная мощность обеих серий 9–10 км. Во внутренней зоне в составе сухопитской и тунгусикской серий в синклинориях присутствуют мощные пачки спилитов, диабазов, миндалекаменных лав и туфов основного и среднего состава, залегающие среди карбонатных пород. Мощность обеих серий достигает 12–15 км. В антиклинориях преобладают обломочные породы и эффузивы. Радиологический возраст сухопитской серии 1200–1100 млн лет (средний рифей), а тунгусикской – 930–850 млн лет (верхний рифей), что подтверждается находками микрофитолитов и строматолитов.

Геосинклинальный комплекс смят в крутые линейные складки. Особенно интенсивная складчатость (до изоклинальной) с надвигами наблюдается в сланцевых толщах, в карбонатных сериях нередки коробчатые структуры. Во внешней, миогеосинклинальной зоне складчатость более простая, чем во внутренней.

Известны небольшие массивы микроклиновых гранитов с возрастом 1000–950 млн лет, прорывающие породы среднего рифея, но чаще распространены многофазные интрузии гранитоидов (от диоритов до порфировидных гранитов) с возрастом 840 ± 20 млн лет. Их внедрение соответствует ранней фазе байкальской складчатости (середина позднего рифея).

Орогенный комплекс в Восточном Саяне выполняет небольшие межгорные впадины, наложенные на складчатые структуры главного геосинклинального комплекса. Это красноцветные обломочные породы, кислые эффузивы и их туфы мощностью до 2,0–2,5 км.

В пределах Тасеевского, Ангаро-Питского и Тейского прогибов Енисейского кряжа этот комплекс мощностью до 6 км состоит из двух толщ, разделенных размывом и небольшим угловым несогласием. Нижняя толща (ослянская серия на юге и чингасанская на севере) в возрастном интервале 850–700 млн лет (верхи рифея) представлена тонкими терригенными серо- и красноцветными породами, преимущественно флишем, который к внутренним пригеосинклинальным бортам прогибов замещается грубообломочными породами до валунов (тиллоиды или олистостромы). В основа-

нии ослянской серии (Ангаро-Питский прогиб) залетают гематитовые руды – переотложенная кора выветривания. Верхняя толща (тасеевская серия на юге и чапская на севере) – 650–560 млн лет (венд), содержит больше грубообломочного материала и красноцветных косослоистых пород, пачки грубого флиша; к восточному приплатформенному борту грубообломочные породы замещаются более тонкими отложениями с прослоями мелководных карбонатных пород со строматолитами.

Постгеосинклинальные комплексы представлены отложениями верхов рифея, венда и кембрия в регенерированных прогибах внутренних зон. В основании Ворговского, Майского, Боксон-Сорхойского и других прогибов в сравнительно узких грабенообразных структурах (по-видимому, рифтах) залегают грубообломочные, часто пестроцветные породы, базальты и трахибазальты, реже риолиты, туфы (сорхойская серия Боксонского прогиба и ее аналоги) верхней части верхнего рифея (мощность 3,0–3,5 км). Эти отложения образуют нижний структурный этаж комплекса, тип формаций можно назвать рифтогенным. В Ворговском прогибе отложения нижнего этажа прорваны лейкократовыми гранитами с радиологическим возрастом 670 млн лет, что соответствует поздней фазе байкальского орогенеза.

Верхний структурный этаж комплекса представлен либо карбонатными толщами с редкими прослоями основных эффузивов (Боксонский прогиб), либо терригенно-карбонатным флишем (Манский прогиб) венда, нижнего и среднего кембрия (мощность до 2,5 км).

Отложения комплекса в осевых частях прогибов залегают полого и лишь в бортах образуют брахискладки. В Саянах местами сохранились останцы *субплатформенного комплекса*, представленные известняками венда–кембрия, залегающими полого на дислоцированных толщах среднего и верхнего рифея, что указывает на их былое широкое распространение в регионе и трансгрессивное залегание на древних толщах.

Породы верхнего кембрия–ордовика, представленные конгломератами, песчаниками, реже алевролитами и аргиллитами, залегают с размывом на карбонатных породах венда, нижнего–среднего кембрия. В Боксон-Сорхойском прогибе выделены верхнекембрийско-нижнеордовикская (мощностью 1,5 км) и верхнеордовикско-силурийская (мощностью 3 км) толщи, разделенные размывом. Нижняя толща образовалась в результате салаирской, а верхняя – каледонской эпох активизаций. Известны немногочисленные гранитоидные интрузии, связанные с салаирской эпохой активизации, прорывающие вендско-кембрийские отложения.

“*Переходный комплекс*” девонских и каменноугольных отложений, слагающий Рыбинскую впадину, представлен континентальными и прибрежно-морскими красно- и пестроцветными терригенными породами с примесью туфогенного материала, в верхней части разреза с прослоями туфов. Мощность отложений этого комплекса 3–4 км.

В пределах Восточного Саяна известны среднедевонские интрузии – граносиениты, сиениты и нефелиновые сиениты сыннырского комплекса, образующие небольшие массивы и штоки.

Наиболее характерной особенностью Саяно-Енисейской области является резкое угловое несогласие в середине позднего рифея, отделяющее интенсивно дислоцированные в линейные складки отложения среднего и верхнего рифея от более пологозалегающих вышележащих. Несогласие сопровождалось с проявлением ранней фазы байкальской складчатости и орогенеза в течение позднего рифея. В результате этих процессов были сформированы складчатые структуры главного геосинклинального комплекса – байкалиды. С этой фазой связаны наиболее многочисленные массивы гранитоидов. После раннебайкальской складчатости в конце рифея область испытывает воздымание и одновременно процессы рифтогенеза. Залегающий выше в отдельных прогибах комплекс вендско-кембрийских отложений можно отнести к субплатформенному. Область испытала процессы байкальской, салаирской, каледонской и герцинской тектономагматической активизации.

Байкальская горно-складчатая область примыкает к юго-восточному краю Сибирской платформы, граница которой огибает ее с запада, севера и северо-востока (см. рис. 2.4). На юго-востоке область граничит с Джидино-Верхневитимской системой по одноименному разлому. Менее четко прослеживается граница с Алданским щитом Сибирской платформы. Обычно ее проводят по Жуинскому меридиональному разлому, “залеченному” крупными гранитными массивами. Область, включающая Патомское нагорье, Прибайкалье и Западное Забайкалье, традиционно рассматривалась как единая для байкалид. Исследованиями последних лет показано, что она имеет гетерогенное строение и в ней выделяются три зоны – Прибайкальская, Байкало-Патомская и Баргузино-Витимская.

Прибайкальская зона протягивается узкой полосой вдоль западной и северной границ с Сибирской платформой, образуя дугу. Она состоит из цепи прогибов, разделенных седловинами – *Прибайкальского* (11), *Жуино-Патомского* (12) и *Березовского* (13). Они сложены терригенно-карбонатными породами рифея, в конце рифея–начале венда они преобразовались в краевые прогибы с мощными молассами соответствующего возраста.

Байкало-Патомская зона, слагающая внутреннюю часть дуги, включает оз. Байкал, Патомское нагорье, бассейн нижнего течения р. Витим. Согласно В.С. Федоровскому [1985], эта зона представляет собой в целом крупное поднятие, сложенное архейскими и главным образом нижнепротерозойскими породами. Основными ее складчатыми структурами являются: *Мамско-Бодайбинский мегасинклинорий* (10), *Приморский* (5), *Чуйский* (7), *Тонодский* (8) и *Нечерский* (9) *антиклинории*, дугой обрамляющие мегасинклинорий с запада, севера и северо-востока. В ядрах антиклинориев, представляющих собой горстовые поднятия, на поверхность выходят породы архея, в крыльях – нижнего протерозоя. К югу от Мамско-Бодайбинского синклинория расположено крупное *Байкало-Витимское поднятие*, имеющее сложное блоковое строение. Оно включает наиболее поднятые *Байкальский* (3) и *Северо-Муйский* (4) блоки и *Делюн-Уранский горст-антиклинорий* (6), в строении которых участвуют породы архея. В опущенных блоках Байкало-Витимского поднятия на поверхность выходят породы

нижнего протерозоя. Породы архея и нижнего протерозоя прорваны крупными массивами раннепротерозойских (карельских) гранитоидов.

Баргузино-Витимская зона расположена к востоку от оз. Байкал, она опущена по отношению к Байкало-Патомской зоне, граница с которой проходит по сложной Байкало-Витимской системе разломов. В этой зоне на поверхность выходят в основном породы венда и кембрия, изредка – верхнего рифея, представляющие собой небольшие "острова" среди обширных полей позднекембрийских (салаирских) гранитоидов. Значительно меньшую роль играют рифейские (байкальские) граниты. Встречаются небольшие массивы среднедевонских и позднепалеозойских гранитоидов.

Для Байкальской области характерны многочисленные разломы в основном северо-восточного простирания. В пределах Байкало-Витимского поднятия они пересекаются с разломами северо-западного и субширотного простирания, что обусловило его сложное блоковое строение. К разломам приурочены цепочки массивов ультраосновных и основных пород – гипербазитовые пояса.

Комплекс основания в Байкало-Патомской зоне представлен отложениями архея, которые делятся на два структурных этажа. *Нижнеархейский этаж* изучен в Северо-Муйском и Байкальском поднятых блоках ("глыбах"), где он сложен, как и на Алданском щите, различными гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями мраморов, кальцифиров, диопсидовых пород. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации с реликтами гранулитовой. *Верхнеархейский этаж* обнажается в пределах Делюн-Уранского горст-антиклинория, отдельные выходы имеются в Прибайкалье. Этаж сложен вулканогенными породами – преимущественно базальтами с прослоями кислых эффузивов: риодацитов, туфов, туфобрекчий, образуя так называемую контрастную базальт-риолитовую формацию. Развита также спилит-кератофировая формация, характерны щелочные породы – трахибазальты, трахидациты и их туфы. Кроме того, встречаются магнетитовые кварциты, ритмично-слоистые метаалевролиты и метааргиллиты (флишоидные толщи), прослои мраморов, в верхах разреза – метаграувакки. Мощность их до 3–5 км. Характерна фациальная изменчивость. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Выходы этих пород приурочены к узким вытянутым блокам. Во время осадконакопления это были узкие грабенообразные прогибы – троги (рифты), такие же, как и на Алданском щите.

Гнейсы нижнего архея образуют гранито-гнейсовые купола и сложные складки, их обрамляющие; породы верхнего архея дислоцированы в узкие линейные складки. К разломам, ограничивающим выходы вулканогенных пород верхнего архея, приурочены небольшие массивы ультраосновных и основных магматических пород, среди которых выделяют протрузии мантийного вещества (гипербазиты) и габброиды интрузивного генезиса. Полоса выходов базальтоидов верхнего архея и массивов гипербазитов и базитов получила название *Байкало-Витимского зеленокаменного пояса.*

Геосинклинальный комплекс Байкало-Патомской зоны слагает структуры Мамско-Бодайбинского мегасинклинория и крылья антиклинориев Байкало-Патомской зоны. Комплекс сложен миогеосинклинальными обра-

зованиями мамско-бодайбинской – по В.М. Таевскому [1966] и Л.И. Салопу [1964, 1967], или тонодско-бодайбинской – по С.П. Кориковскому, В.С. Федоровскому [1980] и В.С. Федоровскому [1985] серии. В разрезе серии известно несколько крупных ритмов. В их основании залегают грубообломочные породы, вверху они замещаются более тонкими терригенными с прослоями известняков; завершаются ритмы преимущественно карбонатными породами или карбонатно-терригенным флишем. В нижней части разреза серии встречаются прослои высокоглиноземистых пород, являющихся продуктами перемыва кор выветривания, а также прослои вулканогенных пород основного состава. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации высоких степеней. В Мамской зоне и в южной части Бодайбинской зоны синклинория метаморфизм достигает амфиболитовой фации, в результате чего осадочные породы серии превращены в кристаллические сланцы (ставролитовые, гранат-биотитовые и др.) и мраморы. Мощность серии в северной части прогиба 6–8 км, к югу увеличивается до 16 км. Серия довольно интенсивно дислоцирована в линейные складки северо-восточного (Мамская зона) и субширотного (Бодайбинская зона) простирания, часто изоклинальные и опрокинутые на северо-запад и север. Ее возрастным аналогом в Прибайкалье является анайская свита терригенно-карбонатных пород, а на Алданском щите – удоканская серия. Породы серии прорваны крупными массивами гранитоидов с радиологическим возрастом от 2 млрд до 300 млн лет.

Вопрос о возрасте пород этого комплекса до сих пор является дискуссионным, разными исследователями он оценивается в диапазоне от архея [Обручев, 1935, 1936, 1938] до раннего палеозоя [Домбровский, 1940; Геологическое строение СССР, 1968]. В крыльях антиклинориев геосинклинальный комплекс залегает на породах архея; в Патомском нагорье он перекрыт породами рифея, метаморфизованного слабее. Этот факт, а также “горячий контакт” пород серии с гранитами с возрастом 2 млрд лет заставили В.С. Федоровского и С.П. Кориковского [Кориковский, Федоровский, 1980; Федоровский, 1985] отнести их к нижнему протерозою, вопреки господствующему представлению о верхнепротерозойском возрасте этих пород [Салоп, 1964, 1967; Таевский, 1966; Докембрий..., 1995]. Скорее всего, это сложный полихронный коллизионный комплекс разновозрастных образований, реконструкция стратиграфического разреза и структуры которого требуют специальных исследований.

Орогенный комплекс Байкало-Патомской зоны, завершающий разрез нижнего протерозоя, распространен в Акитканском хребте в Прибайкалье. Это акитканская серия (до 4,5 км), представленная кислыми и щелочными туфами, реже лавами липаритов, трахилипаритов и трахиандезитов, с линзами диабазов, пестроцветными песчаниками и алевролитами. В основании и в кровле залегают конгломераты и косослоистые песчаники, часто красноцветные. Характерна резкая фациальная изменчивость отложений, большая часть которых, очевидно, имеет наземное происхождение. По особенностям состава акитканскую серию можно отнести к молассам. Ее породы прорываются ирельским комплексом щелочных гранитоидов с радиологическим возрастом 1600–1700 млн лет.

Молассовые формации нижнего протерозоя – пестроцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, туфы, эффузивы различного состава с преобладанием кислых (падринская и другие серии) – выполняют отдельные небольшие впадины в пределах Байкало-Витимского поднятия, где они залегают на породах архея. Мощность моласс достигает 3–5 м.

Комплекс рифейских и вендских отложений в основном развит в Прибайкальской зоне; редкие и небольшие выходы этих отложений имеются в Байкало-Патомской зоне.

Во внешней зоне, в Жуино-Патомском прогибе в разрезе выделяются три крупных ритма, каждый мощностью по 1,5–2,5 км. В основании каждого ритма залегают грубообломочные породы, выше – терригенные и карбонатные породы, прослои углеродистых сланцев. Нижний ритм условно относят к среднему рифею, средний – к низам верхнего рифея, верхний – к верхам рифея. Разрез его в Прибайкальском прогибе в нижней и средней частях представлен терригенно-карбонатными породами, среди которых встречаются прослои сидеритов, марганцевых руд и битуминозных известняков; верхняя часть сложена терригенным флишем и грубообломочными породами.

Согласно или с размывом на отложениях рифея в краевых прогибах Прибайкальской зоны залегает молассовый комплекс самых верхов рифея и нижнего венда. В Жуино-Патомском прогибе – это грубообломочные отложения *жербинской серии* (до 1 км), в Прибайкальском прогибе данный комплекс представлен песчано-конгломератовыми породами *ушаковской свиты* (до 3,5 км); к приплатформенному борту они замещаются тонкими песчаниками, а затем переходят в глинисто-доломитово-мергелистую толщу чехла платформы. Пригеосинклинальный борт прогибов имеет складчатое строение, осложненное надвигами в сторону платформы, приплатформенный борт более пологий. Появление здесь моласс связано с поднятием в конце рифея–начале венда соседней Байкало-Патомской зоны. В этой зоне песчаники и конгломераты рифея и венда мощностью до 2–3 км выполняют небольшие межгорные впадины, иногда грабенообразные.

В Баргузино-Витимской зоне рифейские отложения образуют редкие выходы (Верхняя Ангара, Баргузинский и Икатский хребты, р. Бамбуйка) и всюду с размывом и базальными конгломератами перекрываются отложениями венда–кембрия. Органических остатков они не содержат, возраст определен условно. В Верхнеангарско-Баргузинском районе в основании рифея залегает толща конгломератов, пестроцветных песчаников с прослоями кислых эффузивов, выше ее сменяют глинистые сланцы с прослоями основных эффузивов; в верхней части разреза среди сланцев появляются мощные пачки известняков. Общая мощность отложений достигает 6 км.

На р. Бамбуйка на гнейсах архея и на гранитах с радиологическим возрастом 840 млн лет залегает толща конгломератов и песчаников, выше сменяющихся толщей доломитов и известняков общей мощностью 1700 м. С небольшим размывом на них налегают фаунистически охарактеризованные отложения венда и нижнего кембрия. Эти факты позволяют определить возраст толщи как верхнюю часть верхнего рифея. По типу формаций отложения являются субплатформенными или миогеосинклинальными.

Отложения венда и кембрия в Баргузино-Витимской зоне образуют салаирский структурный этаж, сравнительно широко распространенный и залегающий с размывом на верхней части рифея и на более древних отложениях. В его основании наблюдаются базальные конгломераты, согласно перекрытые фаунистически охарактеризованными кембрийскими породами (известняки и доломиты, иногда пестроокрашенные углисто-карбонатные сланцы, темный флиш, мергели, прослои сидеритов, марганцевых руд и фосфоритов). Суммарная мощность этого комплекса в прогибах достигает 8 км, на поднятиях значительно меньше. Отложения салаирского структурного этажа дислоцированы в различноориентированные брахискладки, иногда с крутыми падениями в крыльях (близ разломов). С размывом на этих породах залегают грубообломочные толщи верхнего кембрия и ордовика. Их мощность составляет 3 км.

Проявление салаирского орогенеза сопровождалось внедрением многочисленных массивов гранитоидов. Наиболее крупный Баргузинский массив площадью около 200 тыс. км^2 сложен диоритами, гранодиоритами и адамеллитами (ранние фазы), в основном же гнейсовидными и порфировидными биотитовыми гранитами.

Фактические данные о геологическом строении Байкальской горной области не позволяют рассматривать ее как тектонотип (эталон) байкалид [Салоп, 1964, 1967; Клитин и др., 1968]. Складчатые структуры Байкало-Патомской зоны в основном сформировались в результате двух фаз карельской складчатости: основной – на рубеже 2 млрд лет и поздней – на рубеже 1,7 млрд лет. На байкальском тектоническом этапе зона представляла собой поднятие, резко активизировавшееся в конце этапа, что привело к возникновению краевых прогибов во внешней зоне. Многие исследователи считают, что Прибайкальская зона является зоной перикратонных прогибов Сибирской платформы, превратившихся в начале венда в краевые.

Кузнецко-Верхневитимская область салаирской и каледонской складчатости занимает центральную и юго-восточную части Южно-Сибирской провинции. Здесь расположены Кузнецкий Алатау, Западный Саян, восточная часть Горного Алтая, нагорья Тувы, а на юго-востоке Джидинский и Яблоневый хребты. Северное продолжение структур области скрыто под чехлом Западно-Сибирской плиты. На западе область граничит с Казахстано-Алтайскими герцинидами, на северо-востоке – с Саяно-Енисейскими байкалидами и Байкальской горной областью, на востоке – с Монголо-Охотскими герцинидами. В эту область объединены Кузнецко-Тувинская и Джидино-Верхневитимская системы (см. рис. 2.4).

Мощность земной коры близ границы с МНР достигает 57–60 км и закономерно уменьшается к северу по направлению к Западно-Сибирской плите до 50–45 км, в Алтае-Саянской каледонской зоне она составляет 54–51 км.

Комплекс основания этой области составляют породы архея и нижнего протерозоя. *Геосинклинальный комплекс* салаирид объединяет широко распространенные здесь отложения среднего и верхнего рифея, венда, нижнего и среднего кембрия. *Орогенный комплекс* салаирид образован порода-

ми верхнего кембрия, ордовика, реже силура. Отложения девона, карбона и перми выделяются в переходный комплекс.

В юго-западной части Кузнецко-Тувинской системы, выделяемой в Алтае-Западно-Саянскую зону каледонской складчатости, в состав *геосинклинального комплекса* включают также отложения верхнего кембрия, ордовика и силура, а к *орогенному комплексу* относят отложения верхнего силура. В состав этой системы она включена условно.

Структурами рифейско-кембрийского геосинклинального комплекса *Кузнецко-Тувинской системы* являются (см. рис. 2.5): субмеридиональные *синклинории Кузнецкого Алатау* (44) и *Кизыр-Казырский* (45), субширотные *Манский синклинорий* (59), протягивающийся вдоль Кандатского разлома, и *Танну-Ольский антиклинорий* (46) на юге Тувы.

В *Алтае-Западно-Саянскую зону* каледонской складчатости включают *Западно-Саянский* (52), *Хемчикский* (53) и *Лебедской* (42) синклинории, сложенные породами верхнего кембрия, ордовика и силура. В антиклинориях *Бийско-Катунском*, *Чулышманском*, *Джебашском*, *Куртушубинском* (48–51) на поверхность выступает комплекс отложений рифея, венда и нижнего–среднего кембрия. Каледонские структуры к югу от *Кандатского разлома* (59) имеют широтное, а близ границы с Алтаем – субмеридиональное простирание.

На территории *Джидино-Верхневитимской системы* преобладают раннепалеозойские гранитоиды. Вдоль Джидинского разлома в северо-восточном направлении протягивается *Селенгино-Витимская синклинорная зона* (60), в бассейне р. Джида в нее входит *Джидинский синклинорий*. С юга синклинорная зона ограничена *Малхано-Яблоновым поднятием* (61), почти целиком занятым гранитоидами; в восточной его части есть выходы пород комплекса основания. Структурами орогенного комплекса салаирид являются межгорные впадины; наиболее крупная из них – *Систигхемская* (47) в Восточной Туве.

Шорско-Батеневский срединный массив Кузнецко-Тувинской системы раздроблен на отдельные глыбы: Мрасскую, Томскую, Батеневскую и др. В северо-восточной части Джидино-Верхневитимской системы расположен *Южно-Муйский массив* (62).

Отложения девона, карбона и перми, образующие переходный комплекс, выполняют систему межгорных впадин. Самая крупная – *Минусинская* и более мелкая – *Тоджинская впадины* (54, 56) резко наложены на салаирские складчатые структуры. В каледонской зоне *Тувинская* и *Уймено-Лебедская впадины* (55, 57) унаследованы от Хемчикского и Лебедского каледонских синклинориев. Вдоль границы с герцинидами Салаирского кряжа и Томь-Колыванского района расположен *Кузнецкий прогиб* (58). Большую роль в строении описываемой области играют разломы. Вдоль ряда глубинных разломов вытянуты протяженные пояса офиолитов – *Кандатский* (59), *Кизырский* (43), *Куртушубинский* (51).

Комплекс основания в Джидино-Верхневитимской системе выходит на поверхность в восточной части Малхано-Яблонового поднятия и в Южно-Муйской глыбе и представлен гнейсами нижнего архея, вулканогенными и железисто-кремнистыми формациями верхнего архея. В антиклинории

Малого Хамар-Дабана обнажаются нижнепротерозойские отложения – мраморизованные известняки и доломиты с графитом, мощность их достигает 4,5 км (аналоги дербинской серии Восточного Саяна). В Южно-Муйской глыбе известны обломочные породы, кислые и щелочные эффузивы верхов нижнего протерозоя.

В Кузнецко-Тувинской системе комплекс основания обнаружен лишь в Томском выступе Шорско-Батеневского массива: здесь к архею(?) относят гранито-гнейсы и амфиболиты, а к нижнему протерозою – толщу кальцитовых и доломитовых мраморов с прослоями сланцев и железистых кварцитов, в которой найдены остатки водорослей.

Геосинклинальный комплекс Джидино-Верхневитимской системы изучен в Джидинском синклинории, где он делится на две толщи, слагающие разные структурные этажи. Нижняя толща, сопоставляемая с отложениями среднего–верхнего рифея Восточного Саяна, образована “зелеными” сланцами по основным эффузивам, с прослоями рифовых известняков; на поднятиях эти породы замещаются известняками и кислыми эффузивами. С размывом и конгломератами в основании на этих отложениях залегает верхняя толща (венд, нижний и средний кембрий), представленная песчано-сланцевыми отложениями, пачками известняков, а также спилит-кератофировой и кремнисто-диабазовой формациями. В среднем кембрии развиты грубые терригенные породы с линзами андезитов и их туфов. Общая мощность комплекса 6–7 км.

В Кузнецко-Тувинской системе выделяются два структурных этажа: нижний (средний и низы верхнего рифея) и верхний (верхи рифея, венд, нижний и средний кембрий). Породы нижнего структурного этажа превращены в фации зеленых сланцев, карбонатные породы – в мраморы, породы верхнего этажа метаморфизованы слабее.

Для синклинориев характерно чередование мощных (8–10 км) карбонатных и вулканогенных толщ. Вулканогенные толщи представлены кремнисто-диабазовой и спилит-кератофировой эвгеосинклинальными формациями; в отложениях среднего кембрия появляются андезиты. В карбонатных толщах кембрия содержатся пласты фосфоритов и марганцевых руд, в верхних частях разреза появляются мощные горизонты конгломератов. Для разрезов Шорско-Батеневского срединного массива характерны выклинивание вулканогенных серий и резкое преобладание карбонатных пород. Мощность уменьшена до 3–5 км.

Геосинклинальный комплекс дислоцирован в результате салаирской складчатости в конце кембрия в крутые линейные складки, осложненные многочисленными разломами. Особенно напряженная складчатость наблюдается в сланцевых толщах. На массивах породы залегают значительно спокойнее с проявлением брахиформных и приразломных складок.

Орогенный комплекс салаирид выполняет отдельные впадины и приразломные грабен-синклинали и представлен прибрежно-морскими и континентальными терригенными толщами (2,0–3,5 км) верхнего кембрия–ордовика с прослоями кислых туфов. С формированием орогенного комплекса в Джидино-Витимской и на востоке Кузнецко-Тувинской систем связано внедрение многофазных интрузий. В ранние фазы их образуют не-

большие массивы габброидов, диоритов и тоналитов, а в главную фазу формировались крупные массивы порфировидных гранитов. В структуре рассматриваемой области большая роль принадлежит гипербазитовым поясам. В Джидино-Верхневитимской системе такие пояса прослеживаются вдоль разломов, ограничивающих Джидинский синклинорий. Самый протяженный пояс приурочен к Джидинскому разлому. Очень широко развиты пояса гипербазитов в Кузнецко-Тувинской системе.

Геосинклинальный комплекс в Алтае-Саянской каледонской зоне разделяется на три структурных этажа. Нижний (средний и низы верхнего рифея) и средний (верхи рифея, венд, нижний кембрий) этажи имеют такое же строение, как и в салаиридах, и включают мощные толщи эвгеосинклинальных формаций. Верхний этаж (средний и верхний кембрий, ордовик и нижний силур) образован миогеосинклиналными формациями, преимущественно терригенными. В самом крупном Западно-Саянском синклинории отложения этого возраста представлены толщей “саянских зеленых сланцев”, состоящих из кремнистых пород, терригенного и карбонатно-терригенного флиша, граувакковых песчаников; их мощность достигает 12–13 км. В Хемчикском и Лебедском синклинориях разрез неполный, большую роль играют конгломераты, гравелиты, пестроцветные полимиктовые песчаники.

Отложения рифея, венда и нижнего кембрия дислоцированы в мелкие складки до плойчатости в результате салаирской складчатости. Каледонские складчатые структуры сравнительно простые, крупные с крутыми крыльями.

Орогенный комплекс верхнего силура представлен красноцветной толщей алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов, образующих молассовую формацию. Общая мощность комплекса в Западно-Саянском прогибе до 3 км.

Среди каледонских интрузий здесь выделяют два разновозрастных комплекса: ранний, прорывающий породы среднего ордовика (радиологический возраст 440 млн лет), представленный габбро-диорит-плагиогранитной формацией, и более поздний – комплекс гранитов, прорывающий силурийские отложения.

“Переходный” комплекс образуют три структурных этажа, сложенных отложениями девона, карбона и перми.

Для нижнего этажа (нижний девон–эйфель) Минусинской впадины характерны преимущественно наземная красноцветная, вулканогенно-терригенная молассовые формации с базальтовыми лавами и туфами в нижней части разреза (нижний девон) и эффузивами различного состава в эйфельском ярусе. В Тувинской и Уйменско-Лебедской впадинах развита лагунная пестроцветная терригенная толща с прослоями гипсов и вулканогенных пород. В Тувинской впадине имеются залежи соли. Этаж прорван среднедевонскими гранитами с повышенной щелочностью.

Средний этаж включает отложения живетского яруса, верхнего девона и нижнего карбона. Живетскому ярусу соответствует наземная красноцветная моласса, франскому и фаменскому ярусам – карбонатно-терригенные мелководно-морские (на юге) и лагунные (на севере) отложения. Ниж-

ний карбон в Минусинской впадине представлен мелководными морскими кремнисто-туфогенными отложениями, иногда содержащими пласты фосфоритов. В Тувинской впадине отложения нижнего карбона континентальные. Мощность 2–3 км.

Верхний этаж включает отложения от верхов нижнего карбона до нижней перми. Это сероцветные континентальные терригенные отложения (1,5–2,0 км), содержащие пласты угля.

Для Минусинской и Тоджинской впадин характерны коробчатые, сундучные складки, облекающие горсты и грабены салаирского фундамента. В нижнем структурном этаже складки выражены резче, в верхнем – они более пологие. Близ разломов наклон слоев до 60°; в центральных частях впадин залегание пологое. В унаследованных Тувинской и Уйменско-Лебедской впадинах развиты линейные складки.

Кузнецкий прогиб сложен комплексом угленосных отложений девона, карбона и перми. На западном крыле, примыкающем к герцинским складчатым сооружениям Салаирского хребта, девон и нижний карбон представлены мощными (2,5–3,0 км) карбонатными толщами с линзами эффузивов, смятыми в узкие линейные складки. На восточном крыле отложения девона и карбона близки к разрезу Минусинской впадины, они сложены обломочными породами с линзами известняков, горючих сланцев и пластами углей, дислоцированными в брахискладки. Центральная часть прогиба выполнена мощной (3–7 км) толщей угленосных отложений серпуховского яруса, среднего–верхнего карбона и перми (герцинская моласса).

Основной особенностью развития Кузнецко-Верхневитимских салаирид является интенсивный процесс раздробления и раздвигания континентальной коры комплекса основания на салаирском тектоническом этапе, чем объясняется широкое распространение эвгеосинклинальных формаций в верхнепротерозойских и кембрийских отложениях, формировавшихся на океанической коре. Каледонские прогибы Алтае-Западно-Саянской зоны возникли на континентальной коре, созданной Салаирской складчатостью при ее прогибании и растяжении; для них характерны миогеосинклинальные, преимущественно терригенные формации.

2.4. КАЗАХСТАНО-ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ ГОРНО-СКЛАДЧАТАЯ ПРОВИНЦИЯ

В пределах этой провинции на поверхность выходят структуры Казахстано-Алтайской области герцинской складчатости и Казахстано-Северо-Тянь-Шаньской области каледонской складчатости (рис. 2.6).

Казахстано-Алтайская складчатая область на востоке примыкает к Кузнецко-Верхневитимской области салаирид и каледонид, на западе – к каледонской Казахстано-Северо-Тянь-Шаньской области. Границами ее являются крупные разломы (см. рис. 2.4). В пределах области расположены горные хребты Алтая, Калбы, Чингиза, Тарбагатая и Джунгарии, а также крупные межгорные впадины – Зайсанская, Балхашско-Алакольская. Складчатые структуры области прослеживаются в юго-восточном направлении в Китай и Монголию, а на северо-западе они скрыты чехлом Западно-Сибирской плиты.

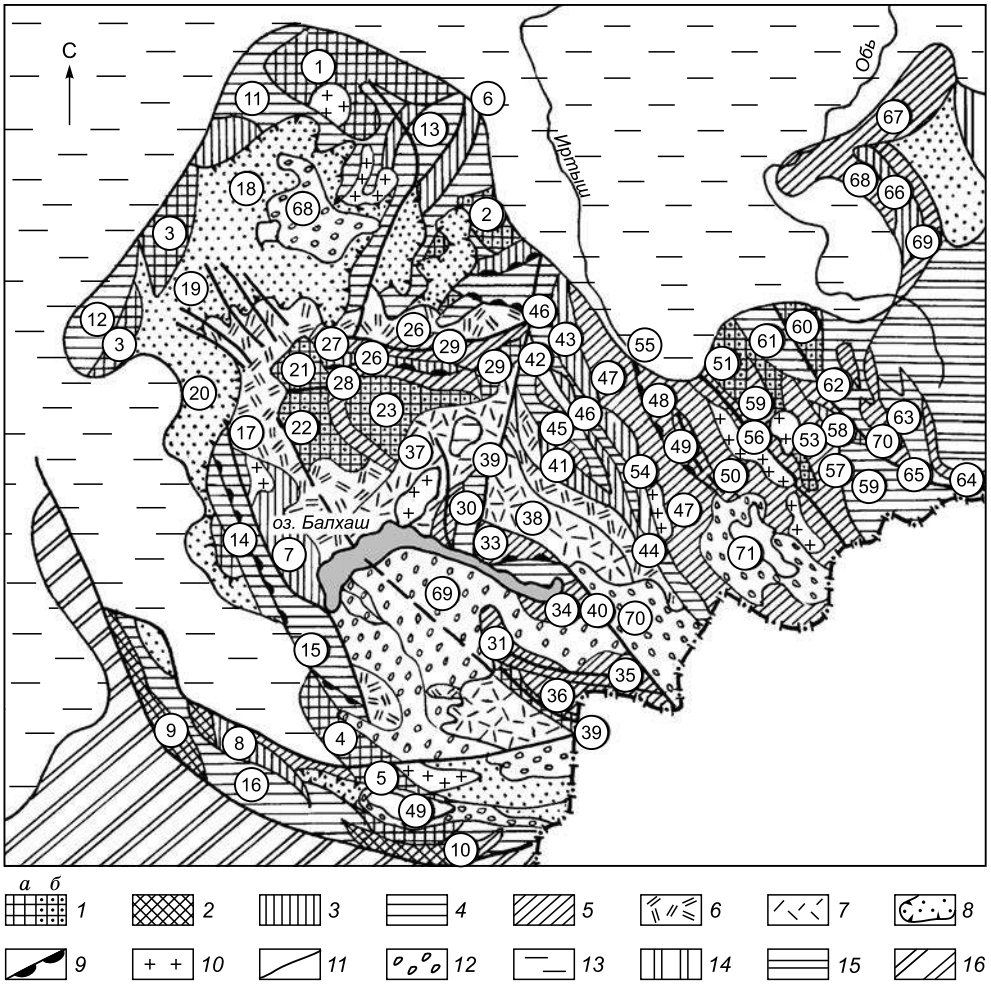


Рис. 2.6. Тектоническая схема Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня и Алтая [Цейслер и др., 1984]:

1 – срединные массивы (*а* – архейско-раннепротерозойский фундамент, *б* – палеозойский чехол); *2–5* – структурные этажи, *2* – рифейский, *3* – вендско-кембрийский (салаирский), *4* – кембрийско-силурийский (каледонский), *5* – верхнесилурийско-нижнекаменноугольный (герцинский); *6* – девонский вулканический пояс; *7* – верхнепалеозойский вулканический пояс; *8* – “переходный комплекс” (девон–пермь); *9* – офиолитовые пояса; *10* – гранитоиды; *11* – разломы; *12*, *13* – мезозойско-кайнозойские отложения: *12* – внутренних впадин, *13* – чехла Западно-Сибирской и Северо-Туранской плит; *14* – Кузнецко-Тувинские салаириды; *15* – Алтае-Западно-Саянские каледониды; *16* – Тянь-Шаньские герциниды. Цифры в кружках – структуры (см. в тексте).

С востока на запад здесь выделяются Алтае-Салаирская, Обь-Зайсанская, Чингиз-Тарбагатайская и Джунгаро-Балхашская системы, которые значительно отличаются друг от друга по геологическому строению, но их

объединяет герцинский возраст завершающей складчатости и формирования зрелой континентальной коры. Для Алтае-Салаирской и Чингиз-Тарбагатайской систем важное значение имела каледонская складчатость; многие исследователи относят их к каледонидам – условно их можно называть каледоно-герцинскими.

Алтае-Салаирская складчатая система занимает крайнее восточное положение в Казахстано-Тянь-Шаньской области, примыкая к Кузнецко-Верхневитимской. Их граница является в значительной степени условной (см. рис. 2.6). С запада эта система по крупному разлому, известному как Северо-Восточная зона смятия, граничит с герцинскими складчатыми сооружениями Рудного и Южного Алтая. На севере, под чехлом Западно-Сибирской плиты система ограничена Барнаульским срединным массивом. Крупнейшие структурные элементы этой системы – *Чуйско-Салаирская синклинорная* и *Талицко-Холзунская антиклинорная зоны*, разделенные *Чарышско-Теректинским разломом* (65).

Комплексом основания обеих зон являются отложения докембрия и нижнего–среднего кембрия. Возрастной объем *геосинклинального и орогенного комплексов* различен в разных частях системы. Наиболее полно эти комплексы представлены в Салаирском кряже. Структурами геосинклинального комплекса (с середины кембрия по нижний карбон включительно) являются *Западный* и *Восточный синклинории* (68, 69), разделенные *Центрально-Салаирским антиклинорием* (66), в ядре которого выходит комплекс основания.

Геосинклинальный комплекс южной части Чуйско-Салаирской зоны в *Ануйском* и *Чуйском синклинориях* (62, 63) представлен каледонским (верхний кембрий–силур) и герцинским (девон–франский ярус включительно) структурными этажами. Отложения девона выполняют отдельные прогибы и впадины, самый крупный прогиб – *Юстыдский* (64).

Орогенный комплекс в Салаирском кряже включает отложения серпуховского яруса, среднего и верхнего карбона и перми, в Ануйско-Чуйской части Чуйско-Салаирской зоны – отложения фаменского и турнейского ярусов, выполняющие отдельные небольшие мульды и грабены. Таким образом, в южной части Чуйско-Салаирской зоны геосинклинальное развитие закончилось раньше, чем на севере, в Салаирском кряже.

В Талицко-Холзунской зоне распространен лишь нижний каледонский структурный этаж главного комплекса – отложения среднего и верхнего кембрия–силура. В *антиклинориях Талицком* (60) и *Холзунском* (59) на поверхность выходят отложения кембрия–нижнего ордовика; *Чарышско-Инский синклинорий* (61) сложен породами ордовика и силура. Антиклинории разделены девонским *Коргонским прогибом*. В северо-восточной части Холзунского антиклинория выделяется *Теректинский горст* (58), в котором на поверхность выходят метаморфические толщи комплекса основания (рифея?). Структуры Талицко-Холзунской зоны сформированы в результате каледонской складчатости (кроме Коргонского прогиба). В отдельных впадинах и грабенах сохранились молассы верхнего ордовика, силура и девона, также известны молассы верхнего палеозоя. Разломы имеют северо-западное простирание.

Толщина земной коры в южной части системы составляет 57 км, к северу она убывает и близ границы с Западно-Сибирской плитой достигает 47–45 км. Характерно некоторое утолщение коры в пределах Талицко-Холзунской зоны по сравнению с Чуйско-Салаирской.

Орогенный комплекс представлен отложениями венда и нижнего–среднего кембрия. Возможно, в Теректинском горсте выходят самые древние отложения – предположительно рифея. Это плойчатые сильнометаморфизованные (в фации зеленых сланцев высоких ступеней) сланцы по терригенным и эффузивным породам, прорванные гранитами с радиологическим возрастом 600 млн лет. Для венда и кембрия, слагающих осевые части антиклинориев, характерны карбонатные, эффузивные, кремнисто-вулканогенные и терригенные эвгеосинклинальные формации. В верхах среднего кембрия залегают обломочные породы – моласса салаирского орогенеза. В нижней части разреза моласс это алевролиты и тонкозернистые песчаники, выше – более грубые породы. Общая мощность отложений рифея–кембрия 8–10 км. Для салаирского структурного этажа характерна очень сложная складчатость. Типичны узкие килевидные складки с крутыми крыльями, иногда пологие мульдообразные синклинали, сложенные вулканогенными отложениями кембрия. Структуры комплекса основания сформировались в результате салаирской складчатости.

Геосинклинальный комплекс образуют два структурных этажа, сложенных соответственно породами верхнего кембрия–нижнего силура и верхнего силура–нижнего карбона.

Отложения нижнего этажа представлены *горноалтайской серией*. Это мощная (до 8–9 км) толща терригенных пород, часто флишоидного строения, в которой иногда присутствуют прослои эффузивов основного и среднего состава. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев (серицит-хлоритовая ступень) и дислоцированы в крутые, иногда изоклинальные складки. Обычно с размывом и несогласием на них залегают породы верхнего ордовика и нижнего силура: в синклинориях – терригенно-карбонатные (мощностью 1,5–2,0 км), а в антиклинориях – грубообломочные. Складки более простые, чем в отложениях горноалтайской серии.

Отложения верхнего силура отличаются фациальной изменчивостью. В синклинориях это обычно известняки, согласно залегающие на терригенно-карбонатных породах нижнего силура, в крыльях антиклинориев они замещаются несогласно залегающими грубообломочными породами. Это свидетельствует о росте геоантиклиналей в это время.

Наиболее полный разрез верхнего структурного этажа имеется в синклинориях Салаирского кряжа. Он представлен терригенно-карбонатными отложениями девона и нижнего карбона, согласно залегающими на породах силура. Для них характерны крутые линейные складки и надвиги в сторону Кузнецкого прогиба. На крайнем западе Салаирского кряжа, вдоль края Барнаульского массива, относительно глубоководные морские толщи силура, девона и нижнего карбона замещаются мелководно-морскими и лагунно-континентальными пестроцветными отложениями с промышленными залежами бокситов.

В Ануйском и Чуйском синклинориях девонские отложения залегают резко несогласно на подстилающих породах. Разрез девона в Юстыдском и других прогибах отличается большой фациальной изменчивостью: в их краевых частях развиты лагунно-континентальные, часто красноцветные отложения и эффузивы различного состава, к осевым частям прогибов они замещаются песчаниками, алевролитами, черносланцевыми и карбонатно-терригенными отложениями флишоидного типа. Их мощность достигает 6,5–7,0 км. В Ануйском синклинории в разрезе девона развиты морские терригенные и карбонатные отложения мощностью 2,0–2,5 км. Между эйфельским и живетским ярусами имеется несогласие, образовавшееся в результате проявления тельбесской фазы складчатости. Гранитоиды этой фазы представлены небольшими массивами различного состава (от диоритов до гранитов). Девонские отложения смяты в брахискладки, близ разломов они становятся линейными.

В Талицко-Холзунской зоне к геосинклинальным формациям девона относят вулканогенно-осадочную толщу (до 7 км), состоящую из базальтов, липаритов, туфопесчаников, темных сланцев и известняков.

Для Алтае-Салаирской системы характерны два *орогенных комплекса* – каледонский и герцинский. В Талицко-Холзунской зоне в наложенных мульдах залегают красноцветные песчаники верхнего силура–низов девона. Широко распространены кислые эффузивы, туфопесчаники, косослоистые песчаники верхов нижнего девона–эйфельского яруса (до 4 км).

В Чуйско-Салаирской зоне к каледонской молассе относят конгломераты и косослоистые песчаники верхнего ордовика и нижнего силура, развитые в антиклинориях.

Герцинский орогенный комплекс распространен в Ануйском и Чуйском синклинориях. В наложенных мульдах и приразломных прогибах, приуроченных к осевым частям синклинориев, развиты пестроцветные песчаники с прослоями кислых эффузивов – верхи франского и фаменский ярус и угленосные толщи турнейского яруса.

В Талицко-Холзунской зоне известны субвулканические интрузии девонских кварцевых порфиров и крупные массивы порфировидных гранитов пермского возраста. В Чуйско-Салаирской зоне герцинские гранитоиды встречаются редко, размеры их невелики.

Обь-Зайсанская складчатая система выделяется на двух участках: в бассейне верхнего течения р. Иртыш и оз. Зайсан (Иртышско-Зайсанский сектор) и в Томь-Колыванском кряже (Томь-Колыванский сектор). Оба участка разобщены юго-восточным краем Западно-Сибирской плиты.

На юге территории расположена крупная Зайсанская впадина, вдоль правого берега Иртыша протягиваются хребты Рудного и Южного Алтая; вдоль левого берега расположен Калбинский хребет. Границами этой системы в Иртышско-Зайсанском секторе являются глубинные разломы: Северо-восточная зона смятия (см. рис. 2.6) отделяет систему от Алтае-Салаирской (57), Калба-Чингизская (50) – от Чингиз-Тарбагатайской систем.

Комплексом основания являются отложения докембрия, кембрия, ордовика и нижнего силура. К *геосинклинальному комплексу* относятся от-

ложения верхнего силура, девона и нижнего карбона. Отложения верхов нижнего карбона, среднего и верхнего карбона и перми выделяют в *орогенный комплекс*.

В строении *Иртышско-Зайсанского сектора* выделяются три крупные зоны: Рудно-Алтайская на востоке, Калбинская в центральной части и Жармино-Саурская на западе.

Рудно-Алтайская зона по ряду признаков близка к Алтае-Салаирской системе. Здесь также проявилась каледонская складчатость. Основные структурные элементы Рудно-Алтайской зоны – *Алейский* (51) и *Синюшинский антиклинории*, по-видимому, являющиеся блоками *Алейско-Рубцовского срединного массива*, и *Белоубинско-Маймырский* (53) и *Быструшинский* (59) *синклинории*. Шарниры этих структур постепенно погружаются в юго-восточном направлении; расширяясь и углубляясь, синклинории в Южном Алтае сливаются в единую синклинорную структуру.

В *Калбинской зоне* широко развит средний и верхний палеозой. Зона делится на две подзоны: *Калба-Нарымскую* синклинорную (50 – см. рис. 2.6), которая характеризуется отрицательной гравитационной аномалией и имеет самую мощную сиалическую кору (57 км), и *Западно-Калбинскую* антиклинорную, включающую крупный *Чарский антиклинорий* (49) и сопряженные с ним структуры. В синклинориях на поверхность выходят породы верхнего девона и нижнего карбона, в антиклинориях – породы силура, девона и низов карбона. Молассовый комплекс верхнего палеозоя слагает овальные мульды и грабены, вытянутые согласно общему простиранию.

Жармино-Саурская зона, пограничная с Чингиз-Тарбагатайской системой, сходна с Рудно-Алтайской. Герцинские структуры здесь наложены на каледонские, выступающие в западном прибортовом поднятии. Характерно широкое развитие моласс верхнего палеозоя. В этой зоне имеется ряд антиклинориев с выходами силурийских и нижнедевонских отложений; синклинории сложены породами девона и нижнего карбона.

Все три зоны Иртышско-Зайсанской части системы отделены друг от друга глубинными разломами северо-западного простирания, выраженными протяженными “зонами смятия”: *Иртышской* (56), отделяющей Рудно-Алтайскую зону от Калбинской, и *Акжальской* (55), разделяющей Калбинскую и Жармино-Саурскую зоны. Наиболее резко проявлена Иртышская зона смятия, в которой породы сильно метаморфизованы и рассланцованы, а Иртышский разлом представляет собой крутой надвиг, по которому структуры Рудного Алтая надвинуты на Калбинскую зону. Крупные складчатые структуры также разделены разломами, к которым часто приурочены небольшие массивы интрузий основного состава, а в Калбинской зоне – пояса гипербазитов. По геофизическим данным устанавливаются многочисленные поперечные разломы.

Комплекс основания на Рудном Алтае в Алейском антиклинории сложен толщей плойчатых кварц-эпидот-хлоритовых сланцев, с прослоями и пачками зеленокаменно измененных эффузивов основного состава. На крыльях антиклинория эта толща несогласно перекрыта слабометаморфи-

зованными зелеными серицит-хлоритовыми сланцами, сопоставляемыми с горноалтайской серией верхнего кембрия–ордовика Алтае-Салаирской системы. Нижележащие плойчатые сланцы условно относят к рифею–нижнему кембрию. Аналоги горноалтайской серии (5–6 км) смяты в крутые складки северо-восточного простирания.

Геосинклинальный комплекс в Рудно-Алтайской зоне начинается на Южном Алтае верхним силуром и завершается низами серпуховского яруса, а севернее, в Рудном Алтае он включает отложения от верхов нижнего девона по нижний визе. В целом для комплекса характерны резкая фациальная изменчивость и широкое развитие эффузивов различного состава, особенно в девоне. Большую роль в разрезе среднего девона играет базальт-липаритовая формация, в фаменском и турнейском ярусах преобладают андезиты и базальты. Кислые эффузивы, как правило, тяготеют к антиклинориям; здесь характерно широкое развитие пирокластических пород: туфов, туфолав, лавобрекчий и др. В осевых частях синклинориев в фаменском ярусе и нижнем карбоне развиты флишоидные глинисто-сланцевые и терригенно-карбонатные толщи. На Южном Алтае их мощность достигает 10–12 км, в антиклинориях мощность сокращается до 4–5 км. Глинисто-сланцевые серии интенсивно дислоцированы; известняки образуют более простые структуры, а вулканогенные толщи в пределах антиклинориев часто образуют брахискладки. В зонах смятия породы сильно метаморфизованы и превращены в слюдяные сланцы. Внутри живетского яруса имеется несогласие, связанное с проявлением тельбесской фазы складчатости. Этой фазе отвечает внедрение ряда небольших массивов диоритов и гранодиоритов, например, в Алейском антиклинории.

В Калбинской зоне геосинклинальный комплекс обнажается во многих структурах. В Западно-Калбинской подзоне, в Чарском антиклинории развиты эвгеосинклинальные формации силура–среднего девона: кремнисто-диабазовые, спилит-кератофировые, карбонатные. Внутри среднего девона прослеживается угловое несогласие. Для Калбинской зоны характерны пояса гипербазитов; наиболее протяженные приурочены к Чарскому и Акжальскому разломам. В меланжевых брекчиях встречаются гипербазиты, эклогиты, габброиды, глаукофан-амфиболовые породы, кремнистые породы ордовика, силура, а возможно, и более древние. Весь этот комплекс рассматривается как реликт коры океанического типа.

В Калба-Нарымском синклинории геосинклинальный комплекс представлен мощной (10–12 км) терригенной толщей верхнего девона–нижнего карбона: внизу аспидной формацией, выше флишоидной. В антиклинориях разрез верхнего девона и нижнего карбона неполный, много размывов, здесь развиты мелководные песчаные или карбонатные отложения, встречаются эффузивы различного состава и туфы. Мощность до 2–3 км.

В *Жармино-Саурской зоне* в разрезе *геосинклинального комплекса* большую роль играют эффузивы основного, среднего и кислого состава, залегающие среди кремнистых, флишоидных и граувакковых толщ. Как и в Рудном Алтае, здесь известны интрузивы девонского возраста, связанные с тельбесской фазой складчатости. Интрузивные массивы имеют небольшие размеры (10–20 км) и сложены кварцевыми диоритами, плагио-

гранитами, реже монцонитами. Часто встречаются субвулканические тела различного состава.

Характер дислокаций геосинклинального комплекса в значительной степени зависит от состава пород: терригенные толщи синклинориев смяты в линейные сжатые, иногда изоклинальные складки, вулканогенно-осадочные отложения – в более простые линейные складки с крутыми крыльями.

Орогенный комплекс (мощностью до 7–8 км) образуют прибрежно-морские обломочные (местами с эффузивами), наземные вулканогенные и вулканогенно-обломочные, наземные обломочные красноцветные и угленосные сероцветные толщи. Наряду с продуктами кислого вулканизма в них встречаются лавы и туфы среднего и основного состава.

С орогенным комплексом связаны Змеиногорско-Саурский (средний карбон–ранняя пермь) и Калбинский (поздняя пермь) комплексы гранитоидов. В составе первого выделены три фазы: ранняя – габброиды, средняя – диориты, поздняя – гранодиориты и граниты, образующие довольно крупные массивы на Рудном Алтае и в хр. Саур. Калбинский комплекс представлен калиевыми порфировидными и лейкократовыми гранитами.

Томь-Колыванский сектор Обь-Зайсанской системы включает две структурно-формационные зоны: северную синклинорную и южную антиклинорную. Северная (Новосибирская) зона сложена мощными (10–12 км) терригенными толщами верхнего девона и нижнего карбона.

Комплекс основания выходит на поверхность в поднятиях южной зоны, представлен спилит-кератофировой, кремнисто-диабазовой и карбонатно-терригенными формациями венда–среднего кембрия, на которых с несогласием залегают терригенные формации горноалтайской серии верхнего кембрия и ордовика.

Геосинклинальный комплекс представлен терригенными (с редкими прослоями эффузивов) и терригенно-карбонатными толщами девона и нижнего карбона мощностью 7–8 км.

Орогенный комплекс верхнего палеозоя залегает в цепочке небольших мульд, возможно, являющихся северным продолжением Кузнецкого прогиба. Это угленосные толщи мощностью 4,0–4,5 км. Герцинские гранитоидные интрузии приурочены главным образом к южной части Северной зоны.

Под чехлом Западно-Сибирской плиты герцинские структуры Томь-Колыванского сектора, огибая крупные Барнаульский и Рубцовско-Алейский срединные массивы, соединяются со структурами Иртышско-Зайсанского сектора (см. рис. 2.6).

Чингиз-Тарбагатайская система расположена между Обь-Зайсанской (на востоке) и Джунгаро-Балхашской (на западе) системами, от которых она отделена глубинными разломами. В пределах территории расположены хребты Чингиз и Тарбагатай, к северу рельеф становится мелкосопочным.

В строении складчатых структур Чингиз-Тарбагатайской системы большую роль играют эвгеосинклинальные формации нижнего палеозоя, дислоцированные в результате календонской складчатости. Известны каледонские молассы. Резко несогласно на нижнепалеозойском фундаменте

залегают отложения среднего палеозоя, преобразованные в результате герцинской складчатости. Здесь широко развиты как каледонские, так и герцинские гранитоиды, что позволило В.Е. Хаину [1964] считать эту систему каледонско-герцинской, сходной с Алтае-Салаирской.

Основными структурами этой системы являются *Чингизский* (42), *Тарбагатайский* (44), *Акбастауский* (41), *Аркалыкский* (43) *антиклинории* (см. рис. 2.6), разделенные *Абралинским* (45) и *Чунайским* (46) *синклинориями*.

Комплекс основания представлен раннепротерозойской толщей (2,5–3,0 км) метаморфических пород (порфироидов с прослоями кварцитовых сланцев, железистых кварцитов), которая выходит на поверхность в осевой зоне крупного Чингизского антиклинория.

Геосинклинальный комплекс обнажается в крыльях антиклинорных и синклинорных структур и представлен отложениями нижнего и среднего палеозоя, разделенными на три структурных этажа.

Нижний (салаирский) этаж мощностью 7–8 км сложен эвгеосинклинальными формациями нижнего и среднего кембрия: спилит-диабазовой, диабазово-кремнистой в нижней части разреза и пестрого комплекса вулканогенно-осадочных пород – в верхней.

Средний (каледонский) этаж образован отложениями верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура, залегающими несогласно на породах салаирского этажа. В синклинориях развиты терригенные и кремнисто-терригенные толщи (с примесью туфового материала) кембрия–нижнего ордовика, а также алевролиты, граувакковые песчаники (с прослоями туфов, туффитов и известняков) верхнего ордовика и нижнего силура, залегающие на подстилающих породах согласно. Часто наблюдается флишоидное строение толщ. В антиклинориях преобладают вулканогенные породы (андезиты, дациты и их туфы) кембрия–нижнего ордовика. Верхний ордовик и нижний силур близ осевых частей антиклинориев сложены грубообломочными породами прибрежно-морского и наземного происхождения; с пластами базальтов (в ордовике), андезитов и дацитов (в силуре) и прослоями грубых пирокластов, залегающими несогласно на подстилающих отложениях. Такие фациальные изменения свидетельствуют о дифференцированных тектонических движениях на этом этапе развития системы. Геоантиклинали в позднем ордовике и раннем силуре представляли собой островные дуги. Общая мощность пород этажа в синклинориях составляет 7–8 км, в антиклинориях – 4,6 км. Толщи дислоцированы в узкие линейные складки, осложненные разломами.

Отложения верхнего силура имеются только в краевых частях описываемой системы и представлены наземными красноцветными косослоистыми песчаниками молассового типа. В это время Чингиз-Тарбагатайская система представляла собой единое поднятие, образовавшееся в результате каледонского орогенеза. На рубеже раннего и позднего силура произошло внедрение интрузий габбро-диорит-плагиогранитной формации, а в конце силура – массивов калиевых и щелочных гранитов.

Верхний структурный этаж образован отложениями среднего палеозоя, залегающими резко несогласно в осевых частях синклинориев и в на-

ложенных прогибах, дислоцированными более полого. Все складчатые структуры отделены друг от друга разломами, к которым иногда приурочены офиолитовые пояса.

Отложения нижнего девона и эйфельского яруса представлены мощной толщей наземных вулканогенно-обломочных отложений молассового типа с дацит-андезитами в низах разреза и липаритами-трахилипаритами в верхах. В периферических частях системы эти отложения замещаются прибрежно-морскими. С несогласием на этих толщах залегают отложения с живетского по турнейский ярус, представленные трансгрессивным комплексом: в нижней части разреза – зеленоцветными песчаниками и алевролитами с линзами вулканогенных пород, выше – известняками, к периферии системы – замещающимися туфотерригенными породами. Мощность этих отложений до 4–5 км.

Орогенный комплекс выполняют небольшие мульды в осевых частях синклинориев и образован угленосной и вулканогенно-обломочной красноцветной формациями с линзами трахитов и их туфов (визейский ярус нижнего карбона–пермь).

В ***Чингиз-Тарбагатайской системе*** широко развиты герцинские гранитоиды. Самыми ранними являются небольшие массивы гранитов, внедрение которых связано с тельбесской фазой в среднем девоне. Следующая фаза внедрения гранитоидов приурочена к рубежу турнейского и визейского веков. Этот комплекс представлен гранитами, часто образующими крупные массивы. Широко развиты щелочные граниты пермского возраста.

Джунгаро-Балхашская система занимает территорию юго-восточной части Центрального Казахстана, с севера, запада и юга она окаймлена каледонидами Казахстано-Северо-Тянь-Шаньской области, на востоке граничит с Чингиз-Тарбагатайской системой. Граница с каледонидами фиксируется разломами, к которым приурочен так называемый девонский краевой вулканический пояс. Рельеф территории разнообразный: здесь расположены Джунгарский Алатау, Казахский мелкосопочник и озерная равнина межгорной Балхашско-Алакольской впадины.

В формировании синклинорных структур системы главную роль играет раннекаменноугольная (саурская) фаза герцинской складчатости. В антиклинориях преимущественно развита тельбесская фаза складчатости (середина девона).

Комплекс основания включает отложения докембрия, кембрия и ордовика, геосинклинальный комплекс – силура, девона и нижнего карбона, орогенный – верхнего палеозоя.

В западной части системы расположен крупный *Атасу-Джунгарский (Балхашский) срединный массив*, рассеченный разломами на ряд глыб: *Атасуйскую*, *Актау-Моинтинскую*, *Жаман-Сарысуйскую* и небольшую *Карасорскую*. На большей части площади эти глыбы перекрыты девонским и верхнепалеозойским вулканическими поясами. В Актау-Моинтинской глыбе древний дорифейский фундамент почти всюду перекрыт рифейско-палеозойским дислоцированным чехлом массива. Жаман-Сарысуйская и Карасорская глыбы погребены под мощными отложениями силура и девона.

Складчатые структуры образуют две зоны – Карагандино-Успенскую с широтным простиранием складчатых структур и Токрауско-Джунгарскую с северо-западным простиранием структур. Они разделены Жаман-Сарысуйской и Карасорской глыбами. Главнейшими структурами Карагандино-Успенской зоны являются: *Карагандинский синклинорий* (26), с юга ограниченный *Спасской зоной смятия* (29), состоящей из системы пологих надвигов с юга на север, *Нуринский* и *Успенский синклинорий* (27, 28), разделенные *Тектурмасским антиклинорием* (25). Синклинорий представлен отложениями силура, девона и нижнего карбона.

Крупнейшими складчатыми структурами Джунгарской зоны, выходящими на поверхность, являются *Северо-Балхашский антиклинорий* (30) с выходами пород кембрия и ордовика в ядре, *Центрально-Джунгарский* и *Южно-Джунгарский антиклинории* (31, 39) с выходами докембрийских, силурийских и девонских пород. *Саякский* (33), *Аргантинский* (34), *Северо-Джунгарский* (35), *Бороталинский* (36) *синклинории* сложены породами девона и нижнего карбона.

Орогенные структуры – *Токрауская* и *Северо-Балхашская впадины* (37, 38) – являются частью крупного вулканического пояса, который образует в плане изогнутую к западу дугу. Его южный край наложен на каледониды. К орогенным структурам относится также позднепалеозойский *Карагандинский прогиб.*

В строении Джунгаро-Балхашской системы большую роль играют крупные разломы – надвиги, сдвиги, сбросы. Это *Спасский надвиг* (29), *Центрально-Казахстанский сброс* (39), *Джунгарский* и *Чингизский сдвиги* (40). Все они являются долгоживущими и заложились в раннем палеозое, наибольшая активизация их фиксируется в позднем палеозое и в неоген-четвертичный этап. Так, Джунгарский разлом сечет четвертичные отложения и выражен в современном рельефе. Вдоль некоторых разломов протягиваются офиолитовые пояса (Тектурмасский, Северо-Балхашский и др.).

Комплекс основания обнажается главным образом на срединных массивах. В Актау-Моинтинской глыбе известна толща порфироидов, условно относимая к нижнему протерозою. Несогласно на порфироидах залегают кварциты и серицит-хлоритовые сланцы рифея. Отложения венда, кембрия и ордовика распространены значительно шире. Венд представлен либо песчаниками и гравелитами с горизонтами валунных конгломератов, плохо сортированных песчаников, ленточных алевролитов (формация тиллитов), либо карбонатными породами. В разрезе кембрия развиты водорослевые, оолитовые известняки и доломиты с прослоями кремнистых и терригенных пород, с линзами фосфоритов. С перерывом на них залегают отложения ордовика – глинисто-ванадиеносные сланцы, известняки, в верхах разреза – граувакковые песчаники. Венд-нижнепалеозойские отложения мощностью 0,8–1,5 км дислоцированы в брахискладки с крутыми крыльями и многочисленными разломами.

В Южно-Джунгарском антиклинории в разрезе верхнего рифея, венда, кембрия и ордовика преобладают карбонатные породы. В венде также при-

сутствуют кремнисто-углистые сланцы, фосфато- и ванадиеносные песчаники, эффузивы с общей мощностью 3 км. Комплекс пород залегает полого и сильно раздроблен многочисленными разломами.

Иным типом разреза нижнего палеозоя характеризуются Тектурмасский и Северо-Балхашский антиклинории. Здесь развиты эвгеосинклинальные формации. В разрезе Тектурмасского антиклинория отложения кембрия и ордовика (1,5–2,0 км) представлены трахибазальтами, яшмами, кремнистыми туффитами, линзами известняков. На его крыльях вулканогенные породы замещаются кремнистыми и песчано-алевролитовыми толщами, часто флишоидного типа; увеличивается мощность отложений. Вдоль Тектурмасского антиклинория протягивается офиолитовый пояс с меланжевым комплексом, состоящим из обломков гранатовых амфиболитов, горнблендитов, серпентинизированных габброидов, яшм и других пород. Встречаются также интрузии габбро и плагиогранитов.

Нижнепалеозойские эвгеосинклинальные прогибы, существовавшие на месте антиклинориев, замкнулись в конце среднего ордовика. В антиклинориях верхний отдел ордовика представлен грубообломочными толщами молассового типа.

Геосинклинальный комплекс образует два структурных этажа. Отложения верхнего ордовика, силура, нижнего и эйфельского яруса среднего девона в составе нижнего структурного этажа развиты наиболее широко. В Карагандинско-Успенской зоне нижний этаж сложен мощной (5–8 км) зелено- и сероцветной терригенной толщами (граувакковая и флишоидная формации). В Токрауско-Джунгарской зоне в осевой части синклинориев залегают мощные (10–12 км) зеленоцветные кремнисто-сланцевые и флишоидные толщи, в верхней части с линзами известняков, диабазов, спилитов и яшм. В крыльях синклинориев мощность сокращается, в разрезе преобладают песчаники и туфы кислых эффузивов, появляются размывы. Эти изменения связаны с ростом геоантиклиналей. Близ пограничного Чингизского разлома в девонских отложениях появляются прослои риолитов, андезито-базальтов и их туфов. Структуры нижнего этажа оформились в результате тельбесской фазы складчатости, с которой связано внедрение небольших массивов плагиогранитов и гранитов.

Верхний структурный этаж (живетский ярус–нижний карбон) слагает осевые части синклинориев и наложенные мульды на антиклинориях. В синклинориях Карагандинско-Успенской зоны живетский и франский ярусы образованы сравнительно мелководными песчаниками и алевролитами, в бортах синклинориев часто появляются андезиты, дациты и их туфы. Отложения фаменского и турнейского ярусов представлены кремнистыми сланцами и известняками. Мощность этих отложений 3–4 км. В синклинориях Токрауско-Джунгарской зоны разрез верхнего структурного этажа отличается большей мощностью (4–6 км) и резко выраженной фациальной изменчивостью. Здесь развиты песчано-алевролитовые флишоидные и кремнисто-сланцевые формации, много яшм, часто образующих крупные линзы, туффитов, туфов кислого состава, изредка отмечаются линзы известняков и доломитов. В приразломных бортовых частях прогибов встречаются эффузивы разнообразного состава, линзы красно-

цветных грубых песчаников и конгломератов. Характерны брахиформные и простые линейные складки.

В антиклинориях разрез геосинклинального комплекса неполный и представлен грубообломочными накоплениями мощностью 1–2 км. Формирование комплекса закончилось почти на всей территории проявлением саурской фазы складчатости (конец позднего визе). Она сопровождалась внедрением гранитоидов (Токрауский батолит, граниты Балхашского комплекса). Лишь на юго-востоке Токрауско-Джунгарской зоны отложения серпуховского яруса и нижней части среднего карбона представлены карбонатными и тонкообломочными толщами открытого морского бассейна; на крайнем юго-востоке известны также морские карбонатные отложения верхнего карбона.

В Атасу-Джунгарском срединном массиве сингеосинклинальный чехол образован большей частью маломощными мелководными терригенно-карбонатными отложениями. Особенно широко развиты мелководные известняки фамена–низов карбона мощностью около 200 м. На Атасуйской глыбе близ разломов среди известняков встречаются линзы щелочных базальтов, туфов и кремнистых сланцев с залежами марганцевых и железных руд.

Орогенный комплекс верхнего палеозоя включает угленосные, морские терригенные и наземные вулканогенные толщи. Угленосная моласса развита в Карагандинском прогибе. В нижней ее части содержатся прослои известняков. Мощность угленосных отложений среднего карбона–перми достигает 4,5 км. На юго-востоке Токрауско-Джунгарской зоны комплекс начал формироваться с середины среднего карбона, а близ границы с КНР – с перми, сложен континентальной угленосной молассой мощностью до 3 км.

Отложения вулканического пояса, выполняющие Токраускую и Северо-Балхашскую впадины, представлены породами наземной базальт-андезит-липаритовой формации с подчиненной ей наземной красноцветной обломочной формацией. В верхней части разреза встречаются щелочные базальты и трахиты. Характерно большое количество игнимбритов, обилие пирокластов. Общая мощность вулканогенных толщ достигает 10 км. Местами можно наблюдать остатки вулканических аппаратов, вытянутых вдоль разломов, некки. С эффузивами связаны субвулканические тела в виде небольших штоков, даек, лакколитов.

Все описанные отложения образуют пологие брахискладки, широко распространены вулканотектонические впадины.

Формирование орогенного комплекса сопровождалось многофазным процессом внедрения гранитоидов. Выделяются комплексы: раннекаменноугольный, среднекаменноугольный, позднекаменноугольно-пермский и раннетриасовый. Состав пород – от габброидов до аляскитовых гранитов и граносиенитов.

Системы Казахстано-Алтайской области отличаются особенностями геологического строения. Для Алтае-Салаирской и Чингиз-Тарбагатайской систем характерны резкое проявление каледонской складчатости в конце ордовика–силуре и залегание пород девона и нижнего карбона (герцин-

ского структурного этажа) в наложенных прогибах. Однако строение каледонского структурного этажа в этих системах различно: для Алтае-Салаирской системы свойственны терригенные формации в каледонских прогибах, заложившихся на тонкой пластичной континентальной коре, сформированной в результате салаирской складчатости. В Чингиз-Тарбагатайской системе имеется большое количество эффузивов различного состава в бортах каледонских структур, что связано с разломами. В Обь-Зайсанской системе герцинский структурный этаж распространен широко и интенсивнее дислоцирован. В ее осевой Калбинской зоне формирование герцинского комплекса в основном происходило на океанической коре: здесь известны эвгеосинклинальные формации силура и девона с гипербазитами в основании (офиолитовая ассоциация). Для краевых Рудно-Алтайской и Жармино-Саурской зон характерен вулканизм с разнообразным составом эффузивов (основных, средних и кислых); вулканогенно-осадочные толщи герцинского этажа здесь формировались на раздробленной континентальной коре.

2.5. ТАЙМЫРСКО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКАЯ ГОРНО-СКЛАДЧАТАЯ ПРОВИНЦИЯ

В состав провинции входят Северо-Таймырская система байкалид, Североземельская система каледонид и зона Южного Таймыра раннекиммерийской (триасовой) складчатости. Байкалиды отделены от каледонид крупным Карским срединным массивом.

Северо-Таймырская система байкалид включает складчатые структуры рифея, имеющие субширотное простирание. В районе мыса Челюскин наблюдается поворот складчатых структур на северо-восток, что, по-видимому, связано с огибанием восточной границы Карского массива. В южной части мыса Челюскин расположен горст с выходом архейских пород – “Челюскинская глыба” (рис. 2.7). По строению Северо-Таймырская система сходна с байкалидами Восточных Саян и Енисейского кряжа.

К *геосинклинальному комплексу* относятся отложения среднего и нижней части верхнего рифея, к *орогенному* – молассовые формации верхов рифея, к *переходному* комплексу – *субплатформенные* формации венда, нижнего и среднего палеозоя. По формационным особенностям геосинклинального комплекса система подразделяется на Северную миогеосинклинальную и Южную эвгеосинклинальную зоны. Широко развиты продольные субширотные разломы, самые крупные разделяют выделенные зоны, возможно, они являются надвигами (с севера на юг). Крупный поперечный разлом сечет все структуры Таймыра, он прослежен в восточной части о. Октябрьской Революции и п-ова Таймыр. На севере он отделяет Таймырскую систему от каледонид Северной Земли.

Миогеосинклинальная зона, примыкающая к Карскому массиву, сложена мощной (до 10 км) терригенно-карбонатной толщей рифея, дислоцированной в линейные складки, часто опрокинутые к югу. Несогласно на них залегают молассовые отложения верхов верхнего рифея, перекрытые флишоидной толщей венда–кембрия (до 1,7 км), дислоцированной слабее.

Эвгеосинклинальная зона представлена интенсивно дислоцированными отложениями среднего и нижней части верхнего рифея, представлен-

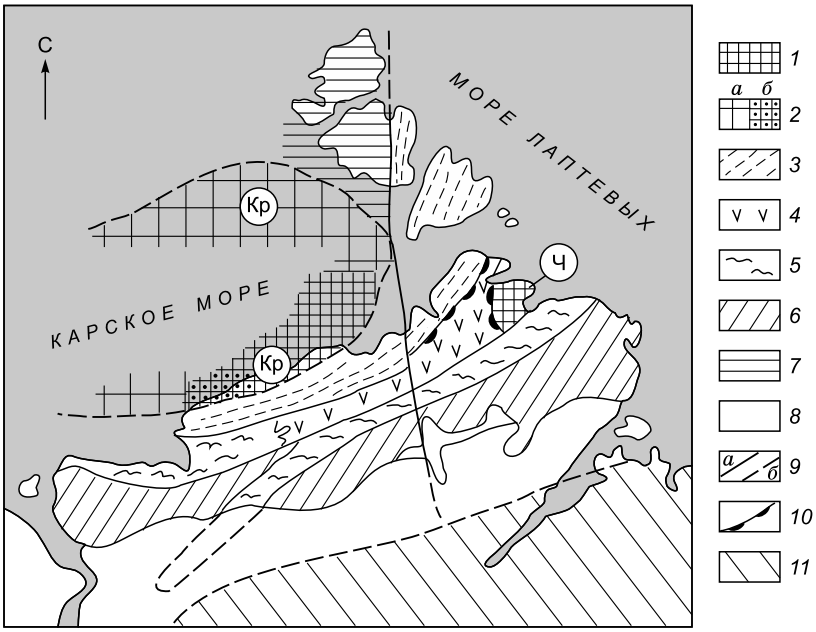


Рис. 2.7. Схема тектонического районирования Таймыра и Северной Земли [Погребицкий, 1971; Цейслер и др., 1984].

1, *2* – срединные массивы (Кр – Карский, Ч – Челюскинский): *1* – выходы архейского фундамента, *2* – чехол массивов (*а* – на поверхности, *б* – под водами Карского моря); *3–5* – складчатая система байкалид Северного Таймыра: *3* – миогеосинклинальная подзона, *4* – эвгеосинклинальная подзона, *5* – чехол, сложенный дислоцированными субплатформенными отложениями верхов рифея, венда, нижнего и среднего палеозоя; *6* – зона Южного Таймыра – складчатые раннемезозойские структуры, сложенные породами верхнего палеозоя и триаса; *7* – Североземельская система каледонской складчатости; *8* – платформенный чехол мезозойских и кайнозойских отложений Усть-Енисейской и Хатангской впадин; *9* – разломы: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые; *10* – офиолитовые пояса; *11* – Сибирская платформа.

ными спилит-кератофировой и кремнисто-диабазовой формациями. К этой зоне приурочены офиолитовые пояса, вытянутые вдоль разломов, крупные массивы гранитов, возраст которых 840–820 млн лет. На юге и юго-западе этой зоны рифейские отложения перекрыты молассовыми формациями верхов рифея. Для верхнего комплекса с венда по нижний карбон включительно характерны субплатформенные формации – терригенные и карбонатные мощностью 4–6 км; разрез сходен с таковым соответствующих по возрасту отложений северной окраины Сибирской платформы. Толщи дислоцированы в простые линейные складки.

Североземельская система каледонской складчатости примыкает с севера к Таймырской системе байкалид. В ее пределы входят острова: Октябрьской Революции, Пионер и Комсомолец. Значительная часть области скрыта под водами Северного Ледовитого океана. Моласса каледонского

орогенеза известна на восточной окраине Новой Земли, что свидетельствует о возможном распространении каледонид далеко на запад. Простирание каледонских складчатых структур в пределах архипелага Северная Земля субмеридиональное.

К *геосинклинальному комплексу* в этой области относятся породы от верхнерифейских до ордовикских включительно. Разрез представлен миогеосинклинальными формациями: терригенными и карбонатными, терригенным флишем.

Орогенный комплекс (3–4 км) составляют карбонатные отложения силура и пестроцветные гипсоносные девона. Отсутствие типичных ортогеосинклинальных формаций, грубых моласс заставляет относить рассматриваемые структуры к каледонидам условно.

На северном побережье Таймырского полуострова обнажаются гнейсы дорифейского возраста, слагающие фундамент Карского массива; близ Пясинской губы они перекрыты слабодислоцированным чехлом венда и нижнего палеозоя. Предположительно Карский массив протягивается под водами одноименного моря далеко на запад, к побережью Новой Земли. На востоке он граничит по разлому с каледонидами Северной Земли.

Система Южного Таймыра сложена складчатыми толщами верхнего палеозоя и триаса. Южная часть зоны скрыта под чехлом мезозойско-кайнозойских пород Усть-Енисейской и Хатангской впадин. Отложения среднего и верхнего карбона и низов перми представлены морскими терригенными флишоидными породами, выше залегает угленосная толща пермского возраста. Разрез венчается наземной трапповой формацией верхов перми, нижнего и среднего триаса, к востоку увеличивается число прослоев морских отложений. Общая мощность комплекса изменяется от 6–8 км на западе до 12 км на востоке. Для северной части зоны характерна линейная складчатость, для южной – брахиформная.

Комплекс верхнепалеозойских и триасовых отложений Южной зоны формировался в крупном глубоком прогибе, видимо, возникшем вдоль шва, отделяющего Сибирскую платформу от байкалид Таймыра. Замыкание прогиба и складчатость произошли в середине триаса. Местами сохранились континентальные красноцветные отложения молассового облика верхнего триаса, залегающие с размывом на подстилающих породах. Комплекс верхнепалеозойских и триасовых отложений прорван небольшими массивами щелочных интрузий. Ю.М. Пущаровский [1959] считает эту зону флангом мезозоид Верхоянского хребта.

2.6. МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ ОБЛАСТЬ ГЕРЦИНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Монголо-Охотская складчатая область включает горные сооружения Забайкалья, Верхнего Приамурья и Западного Приохотья, Амуро-Зейскую равнину и склоны Буреинского хребта, а также смежные районы Монголии и Китая. Северо-западной границей этой области служит система глубинных разломов, отделяющая ее от Алдано-Станового щита древней Сибирской платформы и байкало-салаирских складчатых структур Байкальской горной области (рис. 2.8). Ее восточная граница имеет сложную извилистую конфигурацию и является одновременно границей Урало-Мон-

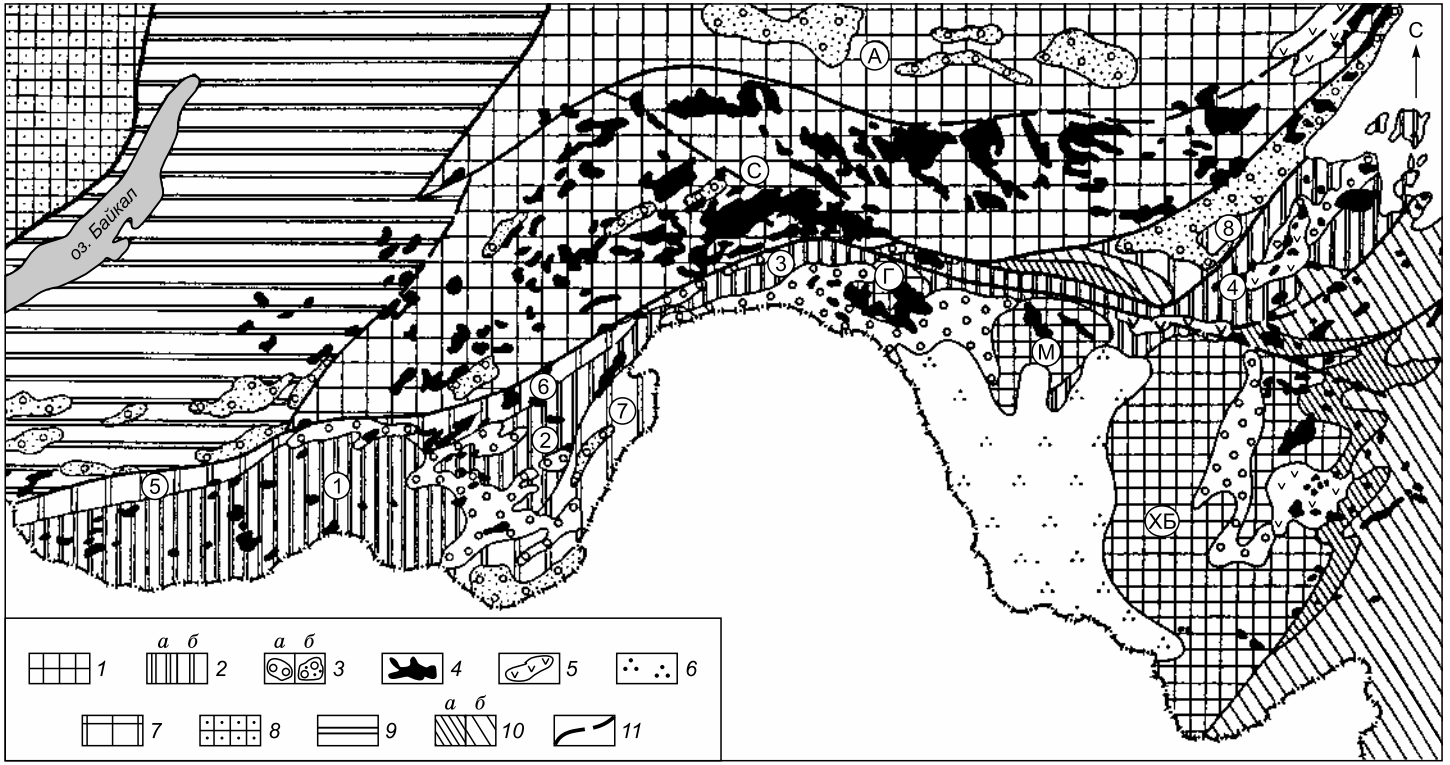


Рис. 2.8. Тектоническая схема Монголо-Охотской складчатой области [Цейслер и др., 1984]:

1 – массивы и выступы (ХБ – Хингано-Буреинский, М – Мамынский, Г – Гонжинский); *2* – складчатые системы: *а* – синклинории, *б* – антиклинории; *3–5* – комплексы мезозойской тектонической активизации: *3* – прогибы и впадины, выполненные формациями: *а* – морскими и континентальными, *б* – континентальными; *4* – гранитоиды; *5* – вулканические покровы; *6* – осадочный чехол Зейско-Буреинской плиты; *7* – Алдано-Становой щит (А – Алданский, С – Становой блоки); *8* – Средне-Сибирская плита; *9* – байкалиды и салаириды Байкальской горной области; *10* – мезозойские складчатые структуры Тихоокеанского пояса: *а* – нижний, *б* – верхний структурные этажи; *11* – крупнейшие разломы. Цифры в кружках – структуры, см. в тексте.

гольского и Тихоокеанского поясов. Южная граница рассматриваемой области находится за пределами России.

Вопрос о возрасте складчатых структур Монголо-Охотской области решается неоднозначно. Учитывая, что главную роль в их строении играют геосинклинальные формации позднепротерозойского, ранне- и среднепалеозойского возраста, одни исследователи относят эту область к герцинидам, другие – считают, что в мезозое она развивалась в условиях геосинклинального тектонического режима и относят ее к мезозоидам, включая в состав Тихоокеанского пояса.

Монголо-Охотская область состоит из Монголо-Забайкальской и Амуро-Охотской складчатых систем, имеющих общее северо-восточное простирание, а также срединных массивов с дорифейским фундаментом и сравнительно слабодислоцированным осадочным чехлом. Наиболее крупный *Хингано-Буреинский массив* расположен на востоке области и непосредственно граничит со структурами Тихоокеанского пояса. Вероятно, он представляет собой северо-восточный выступ или “обломок” древней Китайской платформы и в состав Монголо-Охотской области включается условно. К северо-западу от Хингано-Буреинского массива находятся более мелкие массивы (выступы) – Мамынский и Гонжинский. Они имеют сходное с ним строение и, вероятно, некогда составляли единое целое. В районе Гонжинского выступа и к западу от него отмечается “пережим” складчатых структур, который является естественной границей Монголо-Забайкальской и Амуро-Охотской систем.

В строении *Монголо-Охотской области* принимают участие разновозрастные геологические формации (докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские), образующие несколько структурных комплексов. *Комплекс основания* представлен архейско-нижнепротерозойскими образованиями, выступающими на поверхность в пределах массивов и в ядрах антиклинориев, условно к нему относят также верхнепротерозойско-кембрийские и ордовикские толщи, отделенные несогласием от архейско-нижнепротерозойских. *Геосинклинальный комплекс* и синхронный с ним субплатформенный чехол срединных массивов представлен отложениями силура, девона и нижнего карбона, несогласно перекрывающими комплекс основания. В *орогенный комплекс* герцинид включают верхнепалеозойские молассы, а более молодые мезозойские и кайнозойские толщи связывают с процессами тектонической активизации.

В пределах складчатых систем выделяются крупные синклинорные и антиклинорные структуры. В синклинориях широко распространены силурийские, девонские и нижнекаменноугольные отложения, а в антиклинориях наряду со средним палеозоем на поверхность выходят верхнепротерозойские и нижнепалеозойские толщи и очень редко – архейские и нижнепротерозойские метаморфические и интрузивные формации.

К осевой части ***Монголо-Забайкальской системы*** приурочены выходы нижнекаменноугольных, девонских и более древних отложений (см. рис. 2.8), которые слагают *Даурский* (1) и *Восточно-Забайкальский* (2) *синклинории*. Относительно приподнятым краевым зонам, сложенным преимущественно верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими толщами,

соответствуют *Причикойский* (5), *Борщовочный* (6) и *Приаргунский* (7) *антиклинории*.

Амуро-Охотская складчатая система включает *Верхнеамурский* (3) и *Удско-Шантарский* (4) *синклинории* и *Шевли-Аянский* (8) *антиклинорий*. Между Удско-Шантарским и Верхнеамурским синклинориями, к северу от Мамынского и Гонжинского выступов, протягивается узкая линейная зона, выделявшаяся ранее как Тукурингро-Джагдинский антиклинорий. Выяснено, что слагающие эту зону геосинклинальные формации относятся не к верхнему протерозою (как это показано на изданных мелкомасштабных геологических картах), а к среднему палеозою (силур, девон и нижний карбон). Следовательно, эту структуру можно рассматривать как синклинорную.

Орогенные впадины Монголо-Охотских герцинид, как правило, имеют небольшие размеры и часто скрыты под более молодыми образованиями. Они заполнены средне- и верхнекаменноугольными и пермскими отложениями (бассейн р. Онон и другие участки).

На герцинские складчатые системы и массивы Монголо-Охотской области наложены многочисленные мезозойские прогибы и впадины. Наиболее крупными прогибами являются *Восточно-Забайкальский* (наложен на одноименный палеозойский синклинорий), *Ольдойский* (расположен рядом с Верхнеамурским синклинорием), *Амуро-Зейский* (наложен на Гонжинский и Мамынский выступы), *Буреинский* (наложен на Хингано-Буреинский массив), *Торомский* (наложен на Удско-Шантарский синклинорий) и *Удский* (наложен на Шевли-Аянский антиклинорий). Кроме того, имеются более мелкие впадины мезозойского и кайнозойского возраста. В бассейнах рек Зея и Бурея широко распространены верхнемеловые–четвертичные отложения.

В пределах Монголо-Охотской области исключительно широко встречаются массивы гранитоидов палеозойского и мезозойского возраста, определяющие ее геолого-структурные особенности и металлогеническую специализацию. Большую роль играют долгоживущие глубинные разломы, крупнейшие из них являются границами рассматриваемой складчатой области, другие разделяют составляющие ее структурные элементы [Парфенов и др., 1996].

Комплекс основания включает архейско-нижнепротерозойский и рифейско-палеозойский этажи. Выходы нижнего этажа приурочены к Приаргунскому, Борщовочному и Шевли-Аянскому антиклинориям, а также к Гонжинскому и Мамынскому выступам, но наиболее широко они распространены и лучше изучены в пределах Хингано-Буреинского массива. Здесь среди обширного поля палеозойских гранитоидов сохранились многочисленные останцы метаморфических толщ, сложенных гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами и мраморами, общая мощность которых превышает 4500 м. Архейско-раннепротерозойский возраст этих толщ доказывается их петрографическим сходством с раннедокембрийскими образованиями Алдано-Станового щита и высокой степенью регионального метаморфизма. Здесь же развиты гранитоиды, которые инъецируют архейско-нижнепротерозойские толщи, но не оказывают кон-

тактового воздействия на верхнепротерозойские отложения, слагающие чехол Хингано-Буреинского массива.

Глубокометаморфизованные образования – аналоги Курультино-Гонамского и Станового комплексов Алдано-Станового щита выявлены в бассейнах рек Шилка, Аргунь, Онон и Газимур (Восточное Забайкалье).

Выходы рифейско-нижнепалеозойского этажа приурочены к антиклинориям и массивам. В пределах антиклинориев этот этаж представлен морскими терригенно-карбонатными формациями мощностью до 2–4 км. Наиболее широко распространены рифейско-вендские и нижнекембрийские отложения, содержащие еще недостаточно изученные комплексы микрофитолитов и остатки археоциат. Средне-верхнекембрийские и ордовикские отложения выделяются, как правило, условно. Во время их накопления большая часть Монголо-Охотской области испытывала поднятия, сопровождавшиеся внедрением огромных масс гранитоидов (гранитоиды занимают значительную часть площади Хингано-Буреинского массива и др.). В пределах синклинориев рифейско-нижнепалеозойский этаж выходит на очень ограниченных участках и наряду с терригенными и карбонатными породами содержит горизонты основных эффузивов, вулканогенно-осадочных и кремнистых пород, метаморфизованных в разной степени, а также отдельные тела связанных с ними серпентинитов. Верхнепротерозойские (рифейско-вендские) и нижнекембрийские отложения, сохранившиеся на отдельных участках Хингано-Буреинского массива и др., представляют собой остатки неравномерно дислоцированного и метаморфизованного чехла. Они сложены графитослюдистыми сланцами, кварцитами, песчаниками, филлитизированными глинистыми сланцами, известняками и доломитами, содержащими отдельные горизонты магнезитов, железных и марганцевых руд.

Геосинклинальный среднепалеозойский комплекс на поднятиях и массивах перекрывает комплекс основания со значительным перерывом, соответствующим верхам кембрия и ордовика, и характеризуется своеобразным структурным планом.

В пределах антиклинорных структур он представлен терригенными (нередко грубообломочными) и терригенно-карбонатными формациями мощностью 1,5–3,0 км. Силурийские отложения нередко отсутствуют, а девонские конгломераты и песчаники с размывом залегают на более древних образованиях. В синклинориях мощность среднепалеозойских формаций возрастает до 4–6 км. Среди песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков появляются основные эффузивы и вулканогенно-осадочные породы. В западной части Монголо-Охотской области они встречаются спорадически, образуя отдельные маломощные прослои и горизонты, но на востоке (в синклинориях Амуро-Охотской системы) количество их резко возрастает. Так, силур, девон и нижний карбон Удско-Шантарского синклинория представлены чередующимися толщами морских терригенных пород, диабазов, туфов, кремнистых туффитов и разноцветных яшм (формации вулканогенно-кремнистой группы, граувакковых песчаников, терригенная флишоидная с пластами и линзами известняков, железных, марганцевых руд и фосфоритов). Суммарная мощность среднего палеозоя

превышает 15–18 км. Среднепалеозойская часть осадочного чехла срединных массивов представлена преимущественно девонскими известковистыми песчаниками и алевролитами небольшой (до 2 км) мощности с прослоями кислых вулканических пород.

К концу среднего палеозоя геосинклинальные прогибы Монголо-Охотской области замкнулись, а заполняющие их формации были смяты в крутые линейные складки системы антиклинориев и синклинориев, осложненных разрывами.

Орогенный комплекс представлен средне-верхнекаменноугольными и пермскими молассами. С ними тесно связаны многочисленные массивы позднепалеозойских граннтоидов, которые занимают большую площадь по окраинам Хингано-Буреинского массива. Палеонтологически охарактеризованные каменноугольные отложения известны в Западном Забайкалье, где они представлены толщей прибрежно-морских конгломератов, песчаников и алевролитов мощностью до 1,5 км, залегающей на размытой поверхности более древних образований, а также на востоке Монголо-Охотской области, в районе Аяна, где были описаны маломощные континентальные отложения с остатками среднекаменноугольных растений. Наиболее широко распространены пермские прибрежно-морские и континентальные конгломераты и песчаники, заполняющие отдельные прогибы и впадины. Их мощность достигает 3 км.

Особый тип верхнепалеозойских структур и слагающих их формаций описан в Западно-Джагдинской зоне, вытянутой вдоль Южно-Тукурингрского разлома. Верхний карбон и пермь представлены здесь вулканогенно-кремнистой и граувакковой формациями геосинклинального типа мощностью до 8 км, смятыми в узкие линейные складки. За исключением этой узкой шовной (рифтовой?) зоны, связанной со структурами Тихоокеанского пояса и затухающей к западу, вся остальная площадь в позднем палеозое рассматривается как типичная эпигеосинклинальная орогенная область.

Постгеосинклинальные комплексы, сформировавшиеся после завершения орогенного этапа развития герцинид Монголо-Охотской области, связаны с неоднократным проявлением процессов тектонической активизации. Наиболее интенсивная переработка герцинид сопровождалась мезозойскими движениями и их магматической деятельностью.

Начало мезозойской тектонической активизации на западе приходится на поздний триас, когда заложилась система мезозойских прогибов и впадин (рис. 2.9). При движении с запада на восток отмечается постепенное омоложение нижней возрастной границы отложений, выполняющих прогибы и впадины от верхнего триаса до нижнего мела. Мезозойские отложения несогласно залегают на размытой поверхности домезозойских образований.

Прогибы и впадины выполнены морскими и континентальными терригенными песчано-сланцевыми и грубообломочными формациями, угленосными и вулканогенными толщами разнообразного состава. Наблюдается резкая фациальная изменчивость как в поперечном, так и в продольном

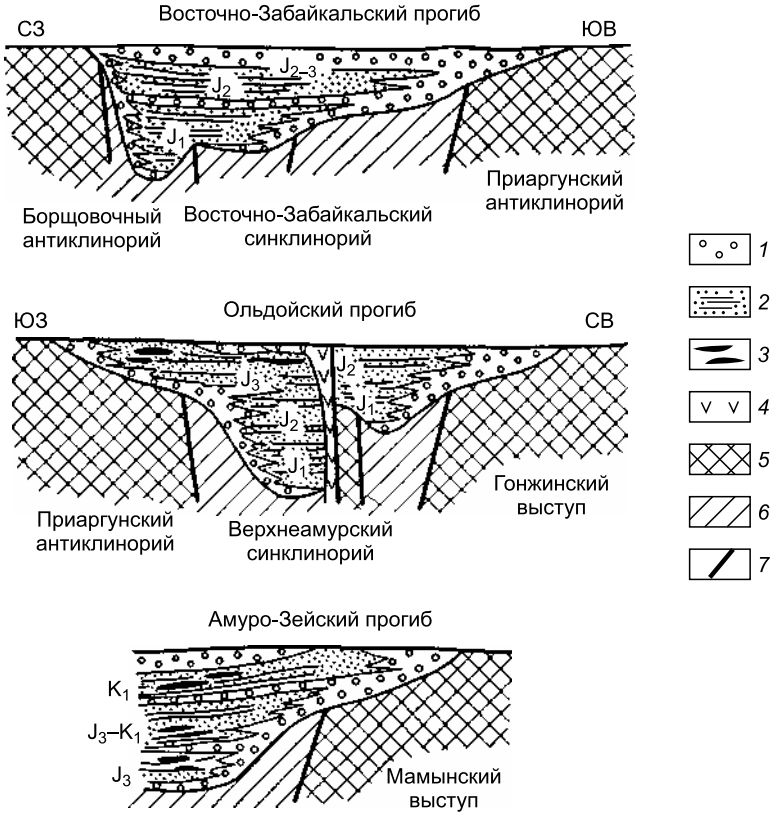


Рис. 2.9. Структурно-фациальные схемы мезозойских прогибов Монголо-Охотской области [Цейслер и др., 1984]:

1 – грубообломочные отложения; *2* – песчано-сланцевые отложения; *3* – прослои углей и углистых сланцев; *4* – вулканические образования различного состава; *5*, *6* – домезозойские структуры: *5* – положительные, *6* – отрицательные; *7* – разломы.

направлениях (см. рис. 2.9). Мощность отложений колеблется от 1–2 до 5–7 км. По составу и строению эти толщи ближе всего к формациям орогенного класса. Лишь в отдельных случаях, особенно в Амуро-Охотской системе, песчано-сланцевые толщи, выполняющие осевые части прогибов, напоминают аспидные и флишоидные формации геосинклиналей. Характер дислоцированности также непостоянен – от пологого, почти горизонтального залегания до крутых линейных складок в зонах долгоживущих разломов. Преобладают брахиформные и коробчатые складки, осложненные многочисленными разрывами.

От мезозойских прогибов и впадин резко отличается узкая линейная структура синклинорного рифтового типа, приуроченная к Западно-Джагдинской зоне и заполненная граувакковой и терригенной флишоидной формациями верхнего триаса и нижней юры мощностью до 8 км. Среди терригенных отложений встречаются прослои основных эффузивов и кремнистых пород.

Формирование мезозойских прогибов и впадин сопровождалось и завершалось внедрением огромных масс гранитоидов. Становление интрузивных массивов было длительным: известны граниты и гранодиориты средней, поздней юры, раннего и позднего мела, причем возраст наиболее поздних интрузий омолаживается с запада на восток, в соответствии с развитием прогибов и впадин. Внедрению гранитоидов часто предшествовало образование покровов вулканических пород среднего и кислого состава. Самые крупные вулканические покровы располагаются в восточной части Монголо-Охотской области. Гранитоидам повсеместно сопутствуют многочисленные проявления и месторождения эндогенных полезных ископаемых.

В позднем мелу в пределах Хингано-Буреинского массива началось формирование платформенного чехла Зейско-Буреинской плиты. Горизонтально залегающие верхнемеловые и палеогеновые отложения представлены континентальными песками и песчаниками с прослоями конгломератов, глин, вулканических туфов и бурых углей. Мощность толщи 1 км.

В конце палеогена Монголо-Охотская область была вовлечена в процесс неотектонической активизации с формированием горного рельефа и заполнением небольших по размерам межгорных впадин континентальными песчано-галечными отложениями мощностью от нескольких сотен метров до первых километров. В пределах Зейско-Буреинской плиты продолжалось накопление платформенного чехла. Неогеновые и четвертичные отложения представлены здесь песками и галечниками мощностью до 300–400 м. Подвижки по долгоживущим разломам продолжаются до настоящего времени и являются причиной повышенной сейсмической активности некоторых районов рассматриваемой области.

Главнейшими особенностями строения Монголо-Охотской области являются интенсивный процесс мезозойской активизации и большое количество массивов гранитоидов, связанных в основном с герцинской складчатостью и с эпохой мезозойской активизации.

2.7. ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ЭПИГЕРЦИНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Западно-Сибирская платформа занимает северную часть Урало-Монгольского пояса. На западе она ограничена Уральско-Новоземельским выступом фундамента, на востоке примыкает к Сибирской платформе, на юго-востоке ограничена Казахстано-Тянь-Шаньским и Южно-Сибирским выступами фундамента, на юго-западе она отделена от Туранской плиты Кустанайской седловиной.

Строение фундамента Западно-Сибирской платформы изучено недостаточно. Мощный чехол платформенных мезозойско-кайнозойских отложений пробурен до фундамента сравнительно немногими скважинами.

Данные бурения, глубинного сейсмического зондирования и магнитометрии позволили выделить в фундаменте плиты крупные срединные массивы, занимающие более 2/3 ее территории: *Ханты-Мансийский* (3), *Карский* (2), *Верхнекасский*, или *Верхнекетский* (9), *Надояхский* (4) и *Ямальский* (5) *срединные массивы* (см. рис. 2.4). Их границы и конфигурация пока дискуссионны. Фундамент этих массивов вскрыт редкими

скважинами – это гнейсы и зеленокаменные эффузивы предположительно архейско-раннепротерозойского возраста, хотя ряд авторов считает фундамент массивов байкальским.

Массивы окружены разновозрастными складчатыми системами: байкальской, салаирской, каледонской и герцинской. Для складчатых систем характерны линейно-вытянутые магнитные аномалии, позволяющие выявить их простирание под чехлом плиты. От срединных массивов они отделены разломами.

Кроме складчатых геосинклинальных толщ палеозоя в строении фундамента большую роль играют толщи “переходного комплекса” девона, карбона и перми. Они выполняют впадины типа Минусинской, Тенизской. Погребенные впадины расположены большей частью на срединных массивах, например, Тегульдетская, Надояхская и Надымская впадины и др. на Верхнекасском массиве. Мощность “переходного комплекса” в Тегульдетской впадине достигает 10 км.

В строении платформенного комплекса выделяются триасово-нижнеюрский и юрско-кайнозойский структурные этажи. Первый этаж выполняет узкие грабены-рифты длиной до 300 км при ширине 60–80 км. Впадины группируются в линейные зоны субмеридионального простирания, пересекающие почти всю территорию, на которой позже сформировался чехол Западно-Сибирской плиты. Самые протяженные из таких зон приурочены к разломам, отделяющим в фундаменте срединные массивы от складчатых геосинклинальных систем. Рифтовые зоны погребены под чехлом и выявлены в основном по геофизическим данным и результатам бурения (рис. 2.10).

Большинство рифтов заполнено существенно базальтоидными отложениями так называемой *турьинской серии* нижнего–среднего триаса. В некоторых из них выше залегает терригенная угленосная *челябинская серия* (верхний триас–нижняя юра). Строение этих серий изучено в единственном частично выступающем на поверхность Челябинском грабене. Здесь турьинская серия (1,5–2,5 км) имеет в основании грубообломочную толщу (конгломераты, брекчии, песчаники), на которой залегают лавы и туфы базальтов и трахибазальтов с малым количеством риолитовых вулканитов. Разрез венчается терригенными отложениями с линзами угля. Челябинская серия (до 2,5 км) залегает с размывом и конгломератами в основании и представлена терригенной угленосной толщей.

Образование рифтов связывают с воздыманием и растяжением палеозойского фундамента. В результате происходившего раздвигания континентальной коры местами вскрывался базальтовый слой. Примером может служить Уренгойский рифт в Тазовско-Пурской рифтовой зоне.

Юрско-кайнозойский этаж перекрывает рифты и залегает несогласно на разновозрастных складчатых системах и на древних срединных массивах. На севере плиты, где мощность чехла достигает 8 км, он начинается отложениями верхнего триаса. Южнее 60-й параллели чехол начал формироваться со средней юры, на юге (южнее линии Петропавловск–Новосибирск) – только с поздней юры.

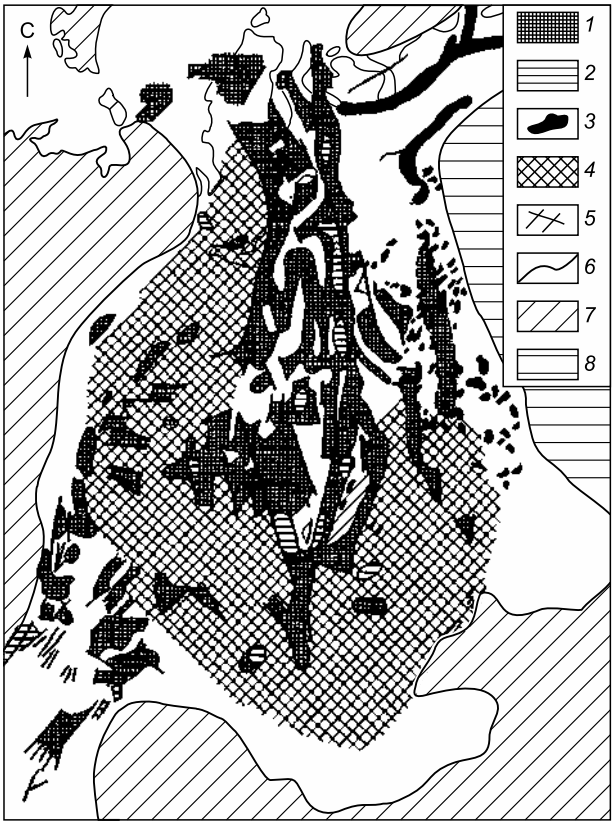


Рис. 2.10. Тафрогенный (рифтовый) комплекс Западно-Сибирской плиты [Куликов, 1968, 1972]:

1 – вулканогенно-осадочная турьинская серия; *2* – челябинская серия; *3* – интрузии траппов; *4* – области поднятий, местами с корой выветривания триасового возраста; *5* – разломы; *6* – граница Западно-Сибирской плиты; *7* – выступы палеозойского фундамента; *8* – Сибирская платформа.

В целом чехол плиты образует крупнейшую мегасинеклизу с относительно крутым восточным крылом и пологими западным и южным. Мегасинеклиза осложнена структурами второго и третьего порядков (рис. 2.11).

На севере – это крупные и глубокие *Усть-Енисейско-Ямальская* и *Надым-Тазовская синеклизы* (1, 2), в которых фундамент залегает на глубине 8–10 км, на юге *Мансийская*, *Среднеиртышская* и *Чулымская синеклизы* (3, 4, 5) с глубиной фундамента 3–4 км. Здесь же расположены *антеклизы: Хантыйская* на западе и *Кеть-Вахская* (6, 7) на востоке. В пределах антеклиз глубина фундамента не превышает 2,5–3,0 км. Они разделены *Тазовско-Пурским желобом* (8), расположенным над рифтовой системой. Таким же узким *Худосейским желобом* (9) ограничена с востока Кеть-Вахская антеклиза. Эти крупные структуры осложнены впадинами,

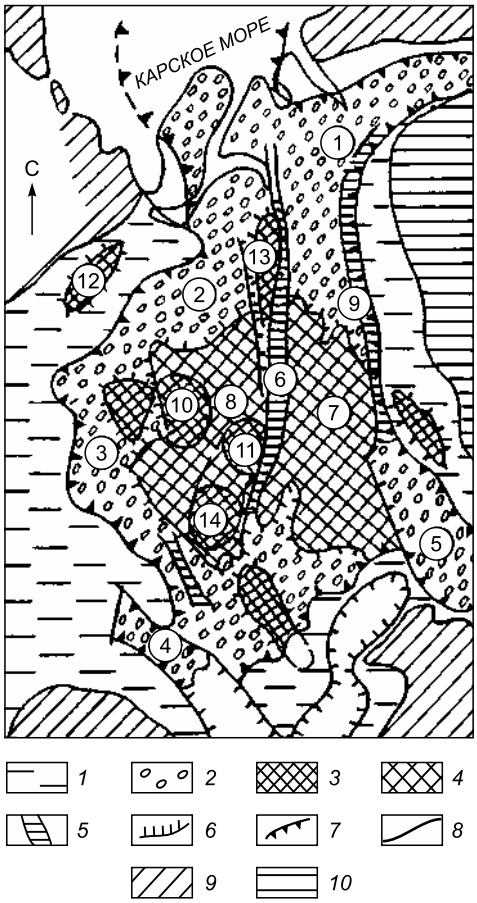


Рис. 2.11. Платформенные структуры Западно-Сибирской плиты [Рудкевич, 1980; Цейслер и др., 1984]:

1 – внешняя зона плиты; *2* – синеклизы; *3* – антеклизы; *4* – своды и валы; *5* – желоба; *6* – границы впадин и поднятий; *7* – границы мегасинеклизы; *8* – разломы; *9* – выступы палеозойского фундамента; *10* – Сибирская платформа. Цифры в кружках – структуры, см. в тексте.

валами и сводами (10, 11, 12, 13). Валы расположены над разломами, ограничивающими желоба, и бортовыми разломами, ограничивающими мегасинеклизу. К бортовым разломам приурочены также флексуры. Разломы секут фундамент и иногда нижнюю часть чехла.

Восточный склон мегасинеклизы осложнен линейными впадинами, унаследованными от впадин, сложенных “переходным комплексом” девона–перми. *Хантыйская антеклиза* расположена над Ханты-Мансийским срединным массивом, границы многих структур чехла связаны с разломами палеозойского фундамента, движениями блоков которого, по-видимому, определялось развитие основных платформенных структур.

Нижняя и средняя юра южнее Омска и Тюмени залегает в узких, грабенообразных впадинах и представлена терригенной угленосной формацией. К северо-западу от Тюмени и к северу от Омска и Новосибирска вся внутренняя часть мегасинеклизы и ее восточное крыло сложены чехлом нижне- и среднеюрских отложений. К северу от 64–66-й параллелей континентальные песчано-глинистые образования переходят в морские глинистые. Мощность морских осадков колеблется от 0,5 км на сводах до 1,0–1,5 км во впадинах.

Отложения с верхней юры по нижний олигоцен слагают основную часть чехла плиты. Верхнеюрские отложения распространены широко, отсутствуя лишь на южном и юго-западном крыльях мегасинеклизы. В ее внутренних частях, в Усть-Енисейской, Ямальской и Надым-Тазовской синеклизах верхняя юра представлена формацией темных битуминозных глин (до 200 м), которые замещаются на сводах и валах глауконитовыми песками. В Чулымской впадине развиты континентальные пестроцветные отложения верхней юры.

Морские песчано-глинистые отложения неокома известны только в Мансийской и Надым-Тазовской синеклизах. В южной половине мегасинеклизы и на северо-востоке преобладают наземные формации. На северо-востоке (Усть-Енисейская впадина), на западном и восточном крыльях мегасинеклизы в условиях прибрежной озерно-болотной равнины формировались лигниты. Вся южная часть мегасинеклизы была областью накопления пестроцветных наземных отложений, содержащих продукты перемыва кор выветривания.

Морские отложения апта, альба и сеномана известны только в Мансийской, Надым-Тазовской и Усть-Енисейско-Ямальской синеклизах. Это сравнительно мелководные песчано-глинистые толщи мощностью до 1,0–1,5 км. На остальной территории мегасинеклизы отлагались лигнитоносные глины. В Чулымской впадине к ним приурочены залежи бокситов.

В разрезе турона–маастрихта снова большую роль играют морские отложения, слагающие почти всю мегасинеклизу, за исключением узкой полосы вдоль западного и южного склонов и более широкой зоны вдоль восточного. В синеклизах развиты преимущественно кремнистые глины мощностью до 400–500 м. На сводах глины замещаются глауконитовыми песками с фосфоритами, так же как и в Усть-Енисейской синеклизе, Кеть-Вахской антеклизе и вдоль восточного склона мегасинеклизы. В Чулымской синеклизе и на восточном склоне мегасинеклизы развиты речные и озерные, в основном песчаные отложения, местами с каолином. Граница между морскими и континентальными фациями проходит через Туруханск–Колпашево, близ нее в прибрежных частях бассейна отлагались оолитовые железные руды.

Морские отложения палеогена распространены широко, занимая почти всю территорию мегасинеклизы, за исключением ее восточного склона. По сравнению с меловым периодом в палеогене осевая часть прогиба смещается к западу. Вся внутренняя часть мегасинеклизы занята глинистыми осадками, на ее западном Приуральском склоне распространены кремнистые осадки – диатомиты, опоки. На восточном крыле мегасинеклизы залегают глауконитовые пески, которые в направлении Сибирской платформы замещаются континентальными песками и каолинитовыми глинами. В районе Туруханска–Колпашево в прибрежных песчано-глинистых породах, как и в верхнемеловых отложениях, встречаются залежи оолитовых железных руд. Верхний олигоцен и неоген распространены в южной части Западно-Сибирской плиты – в Омско-Кулундинской впадине, выполненной сравнительно мощными озерно-аллювиальными глинисто-песчаными отложениями. В неогене в условиях засушливого климата накапливались красные глины с гипсом, иногда с линзами соли. В четвертичном периоде в озерах местами отлагалась соль. Мощность континентальных олигоцен-неогеновых отложений в наиболее прогнутых частях впадины достигает 2 км, составляя в среднем 1 км. Снос обломочного песчаного материала происходил главным образом с южного выступа (Центральный Казахстан, Алтай, Саяны), который в это время начал воздыматься.

В четвертичном периоде северная часть плиты вновь испытывает прогибание. Максимум прогибания был в среднечетвертичное время, когда до

широты Уренгоя территория плиты покрывалась полярным морским бассейном, где накапливались морские глины, чередующиеся с моренными суглинками и супесями. Средняя мощность их составляет 50–70 м, достигая иногда 250 м. Верхнечетвертичные и современные болотные, озерные и аллювиальные отложения (пески, супеси, суглинки) накапливаются в условиях низменной равнины.

Геологическое развитие Урало-Монгольского горно-складчатого пояса связывается с его заложением на раздробленной архейско-раннепротерозойской континентальной коре в рифее. Процесс ее активной тектонической переработки длился в течение всего рифея и палеозоя. Этот период времени охватывает по меньшей мере четыре тектонических цикла – байкальский, салаирский, каледонский и герцинский. Процессы прогибания с растяжением и раздвиганием континентальной коры, происходящие в начале каждого цикла, характеризовались формированием геосинклинальных осадочно-вулканогенных комплексов. В конце цикла растяжение сменялось сжатием, складчатостью и общим поднятием, эти орогенные процессы в разных областях Урало-Монгольского пояса происходили в разное время и с разной интенсивностью. В ходе направленного геосинклинального развития осуществлялся процесс наращивания континентальной коры все более молодого возраста в связи с проявлением байкальской, салаирской, каледонской и герцинской эпох складчатости.

Эпоха герцинской складчатости, орогенеза и гранитизации была наиболее интенсивной и проявилась особенно широко на всей территории Урало-Монгольского пояса. Она привела к завершению геосинклинального развития в герцинских системах и к тектонической активизации в пределах байкалид, салаирид и каледонид. В наложенных впадинах усилились глыбово-складчатые деформации, накапливались мощные молассовые толщи. Вдоль крупных разломов в это время формировались вулканические пояса. В результате герцинской складчатости и гранитизации образовалась мощная (45–60 км) континентальная кора, и большая часть Урало-Монгольского пояса перешла платформенный этап развития.

На платформенной стадии развития Урало-Монгольского пояса, охватывающей мезозой и кайнозой, можно выделить три этапа – триасово-раннеюрский (триасово-среднеюрский – на некоторых участках), позднеюрский–палеогеновый и неоген-четвертичный. Первый этап можно назвать раннеплатформенным. В раннем–среднем триасе на большей части территории Урало-Монгольского пояса шел процесс *рифтообразования*, особенно интенсивный на территории Западной Сибири, Прибайкалья и Забайкалья. Рифтообразование сопровождалось интенсивным вулканизмом. В конце триасового и в юрский период Казахстан и другие участки современных выступов фундамента характеризовались общими поднятиями в результате тектонической активизации. Наиболее интенсивно процессы тектонической активизации проявились в пределах Монголо-Охотской области и в Западном Забайкалье. В межгорных, часто приразломных впадинах накапливались обломочные толщи, содержащие пласты угля. Северная часть пояса начала испытывать общее прогибание и в результате трансгрессии бореального бассейна здесь начал формироваться чехол За-

падно-Сибирской плиты. Этап закончился затуханием дифференцированных глыбовых движений всюду, кроме Забайкалья и Монголо-Охотской области, где в поздней юре–начале мела продолжалось рифтообразование, сопровождавшееся магматической деятельностью. К позднеюрской эпохе повсеместно наметились выступы фундамента и обширные площади опускания и морской трансгрессии, где формировался чехол плит в их современных границах. На выступах фундамента при слабых тектонических движениях в условиях слаборасчлененного рельефа образовалась кора выветривания, во впадинах накапливались речные и озерные отложения. На плитах в это время в результате морских трансгрессий и опусканий продолжал формироваться чехол.

С конца олигоцена все выступы фундамента вновь испытали тектоническую активизацию – эпиплатформенный орогенез, особенно резко проявившийся в Тянь-Шане, Саянах, Прибайкалье и Забайкалье, где процесс сопровождался рифтообразованием.

К концу мела–началу палеогена относится заложение системы кайнозойских рифтогенных впадин в пределах Байкальского сводового поднятия. В настоящее время эта система впадин известна как Байкальская рифтовая зона (система). Многие геологи считают ее тектонотипом зон континентального рифтогенеза [Байкальский рифт, 1968; Зорин, 1971]. Отдельные впадины этой зоны прослеживаются на территории Монголии (Хубсугульская и др.).

Относительное поднятие испытали в кайнозое и плиты – морское осадконакопление сменилось наземным (кроме небольших участков, примыкающих к полярному бассейну). В частях плит, граничащих с выступами фундамента, накапливаются отложения типа моласс.

Глава 3

РЕЛЬЕФ И ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Сибирь – эта северная часть материка Евразия – не является единым целым по геоморфологическому строению. Ее рельеф исключительно разнообразен и сложен – от низменностей и равнин до плоскогорий и высокогорий. Существуют и разные точки зрения относительно ее границ, особенно это касается восточных пределов. Например, согласно Ю.А. Мещерякову [1972], морфоструктурная область северо-востока Сибири включает Верхоянскую горную систему и нагорье Черского вместе с осложняющими их плоскогорьями и низменностями побережья Северного Ледовитого океана. Такой же точки зрения придерживаются авторы монографии "Морфоструктура и морфоскульптура..." [1986]. С.С. Воскресенский [1962, 1968] не относит к Сибири бассейны рек Яны, Индигирки и Колымы. По его данным, восточная геоморфологическая граница Сибири проходит вблизи меридиана Олекмы и далее к северу она тянется вдоль западного подножия хребтов Джугджур, Сетте-Дабан и Верхоянский, включая и Алданское плоскогорье. Такое же мнение относительно восточных геоморфологических границ у С.С. Коржуева [1965, 1975]. Ю.П. Баранова и С.Ф. Бискэ [1964] и авторы монографии "Геоморфология Восточной Якутии" [1967] этот вопрос вообще не затрагивают. Нет четких указаний на решение данной проблемы и в работах по геоморфологическому районированию [Геоморфологическое районирование СССР, 1947, 1980; Карта геоморфологического районирования..., 1985]. Учитывая, что исторически Якутия всегда считалась сибирским регионом, мы включили в геоморфологическое описание те территории на востоке и северо-востоке России, которые входят в Республику Саха (Якутия) в пределах ее административных границ.

Таким образом, беря за основу "Карту геоморфологического районирования СССР" [1985], для характеристики рельефа и процессов мы в пределах Сибири выделили следующие геоморфологические таксоны (рис. 3.1).

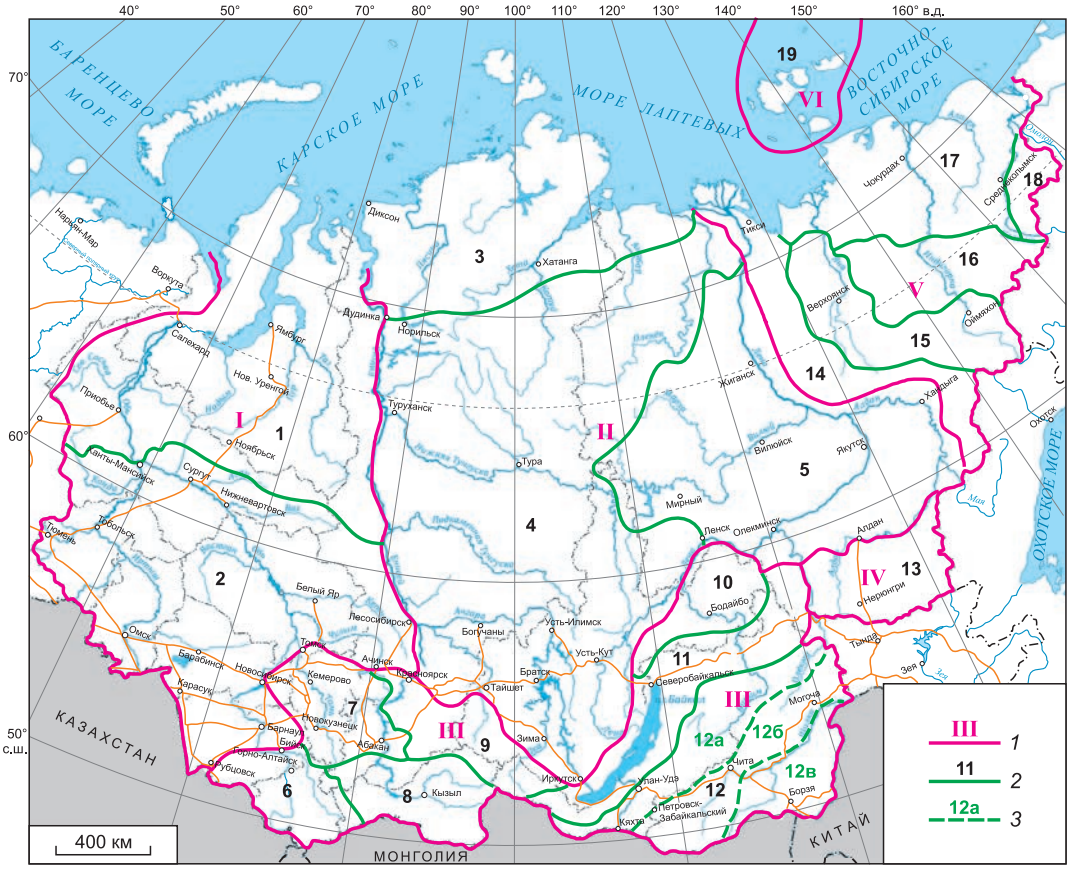


Рис. 3.1. Геоморфологическое районирование Сибири:

1–3 – границы: *1* – стран, *2* – провинций, *3* – подпровинций.

I. Страна Западно-Сибирская равнина. Провинции: 1 – Северная аккумулятивных равнин, 2 – Южная аккумулятивных и денудационных равнин.

II. Страна равнин, плоскогорий и низменностей Восточной Сибири. Провинции: 3 – волнистые ледниково-морские равнины севера Средней Сибири, 4 – Среднесибирская пластово-денудационных плоскогорий, 5 – Якутская денудационных равнин.

III. Страна гор Южной Сибири. Провинции: 6 – горная система Алтая, 7 – Кузнецко-Минусинская низкогорная, 8 – средние горы Западного Саяна и Тувы, 9 – горная система Восточный Саян, 10 – Байкало-Патомская низкогорная, 11 – Байкальская рифтовых средних гор, 12 – Забайкальская низкогорий и среднегорий (подпровинции: 12а – низкогорья и среднегорья Западного Забайкалья, 12б – среднегорья Центрального Забайкалья, 12в – низкогорья Восточного Забайкалья).

IV. Страна гор и низменностей Дальнего Востока России. Провинция: 13 – Станово-Джугджурская гор и плато.

V. Страна гор и равнин Северо-Востока России. Провинции: 14 – Верхоянско-Сунтархаятинская средних гор, 15 – Яно-Оймякон-Колымская эрозионных плато, 16 – горная система (рифт) Черского, 17 – Яно-Индигиро-Колымская низменной приморской равнины, 18 – Юкагиро-Анюйская плато и низкогорий.

VI. Лаптевско-Чукотская шельфовая страна. Провинция: 19 – шельфовая Восточно-Сибирского моря (подобласть архипелаг Новосибирские острова).

3.1. СТРАНА ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ РАВНИНА

Западно-Сибирская страна представляет собой открытую на север равнину со слегка приподнятыми краями. Широтно расположенная возвышенность Сибирские Увалы делится на две части, различные по строению и истории развития рельефа, чехла рыхлых отложений. Эта страна имеет четкие границы. Для нее характерен палеозойский фундамент, и геосинклинальный режим ее завершился в результате герцинской складчатости. В мезо- и кайнозойское время (последние 150 млн лет) в результате преимущественно погружения формировался платформенный чехол мощностью до 6 км. Аккумуляция обусловила равнинность страны. В неоген-четвертичное время (5,3 млн лет) сохранилась тенденция к прогибанию.

Современный рельеф Западно-Сибирской страны образовался в неоген-четвертичное время. В неогене преобладала озерно-речная и морская аккумуляция. В четвертичное время рельеф северной части равнины формировался в результате морских трансгрессий и оледенений. Подъем уровня моря периодически проявлялся в северной части Западно-Сибирской равнины. В южных районах страны рельефообразование протекало в условиях смены эпох увлажнения и иссушения и формировался аккумулятивный и денудационный рельеф.

В настоящее время ведущим на всей территории Западной Сибири является флювиальный экзогенный процесс, но неодинаковый в различных природных зонах. На севере он сочетается с различными криогенными процессами в зонах тундры, лесотундры и северной тайги, в лесостепных и степных ландшафтах – с суффозией и эоловыми процессами. Эрозионно-аккумулятивные процессы не получили широкого распространения вследствие выровненности рельефа. Согласно схеме геоморфологического районирования [Геоморфологическое районирование..., 1980], территория Западно-Сибирской равнины разделена на Северную и Южную провинции.

Северная геоморфологическая провинция занимает северную часть равнины – от побережья Карского моря до южных склонов возвышенности Сибирские Увалы. Рельеф ее формировался преимущественно в результате морских трансгрессий и оледенения. Среди ведущих экзогенных процессов следует выделить мерзлотные и биогенные (заболачивание). В границах провинции выделяют три геоморфологические области: Ямало-Гыданскую, Туруханско-Тазовскую, Сибирские Увалы.

Ямало-Гыданская область занимает северную часть провинции. Для нее характерен выровненный рельеф, серия морских террас высотой до 120 м. Всего выделяется шесть высотных террасовых уровней [Геоморфологическое районирование..., 1980]. Поверхность низкой террасы высотой 1–3 м имеет ширину до 25 км и частично затапливается при нагонных ветрах. Выделяются плоские заболоченные и сильно заболоченные многоозерные низменности и низменные сильно заболоченные равнины широких речных долин [Западная Сибирь..., 1963]. Согласно С.А. Архипову с соавторами [1970], в пределах области доминируют морские аккумулятивные и пластово-аккумулятивные равнины [Национальный атлас..., 2007] с наложенными формами водно-ледниковой и аллювиальной аккумуляции. Более высокие террасы осложнены мерзлотными формами рельефа. Веду-

щими экзогенными процессами являются флювиальные, озерные и биогенные. Важную роль в формировании современного мезо- и микрорельефа играют термокарст, термоэрозия [Воскресенский К.С., 2001]. На уступах террас, склонах озерных котловин распространена солифлюкция. Долины рек имеют пологие склоны, широкие днища. На песчаных морских отложениях, не покрытых растительностью, наблюдаются эоловые процессы. Встречаются дюны и котловины выдувания. На побережье Обской и Тазовской губ активны процессы абразии и термоабразии [Национальный атлас..., 2007]. На участках нарушенных территорий нефте- и газодобычи отмечается активизация термокарстовых, термоэрозионных, эоловых процессов.

Туруханско-Тазовская область включает морские и ледниково-морские равнины, находящиеся к югу от Ямало-Гыданской области. Она характеризуется волнистым и волнисто-грядовым рельефом вследствие слабой переработки эрозионно-аккумулятивными и денудационными процессами. Среди отложений на поверхности распространены ледниково-морские и ледниково-моренные комплексы. Преобладают широкие плоские или холмисто-грядовые водоразделы высотой 100–150 м, созданные максимальной среднечетвертичной трансгрессией и переработанной эрозионно-денудационными процессами, и обширные плоские понижения на высоте 50–80 м, занятые речными долинами, озерами, болотами. Доминируют плоские и слабохолмистые равнины [Архипов и др., 1970]. Экзогенные процессы развиваются в условиях многолетней мерзлоты и избыточного увлажнения. Ведущими являются криогенные (термоэрозия, термокарст, солифлюкция), озерные и биогенные процессы.

Область Сибирские Увалы включает ледниковые, водно-ледниковые и ледниково-морские возвышенные равнины и образует вытянутый в широтном направлении пояс. Ее центральная часть приурочена к субширотному отрезку р. Обь и располагается на высотах 120–140 м, выровнена. Она образована озерно-аллювиальной и ледниково-морской аккумуляцией и характеризуется развитием эрозионно-аккумулятивных, криогенных, эоловых процессов. Западные (Северо-Сосьвинская и Люлинворская) и восточная (Верхнетазовская) возвышенности более интенсивно расчленены эрозией и представляют собой приподнятые равнины с эрозионным рельефом и слабохолмистые [Архипов и др., 1970]. Высота их достигает 232 м, глубина расчленения – 30–50 м. На склонах преобладают криогенные процессы. В долинах рек ведущими являются эрозионно-аккумулятивные и озерные процессы.

Южная геоморфологическая провинция расположена вне зоны распространения четвертичных морских трансгрессий. Она характеризуется более древним рельефом, речные долины не заполнялись здесь морскими отложениями. Большие площади по сравнению с Северной провинцией занимает денудационный рельеф. Доминирование денудационных процессов в неоген-четвертичное время обусловило выходы на поверхность палеогеновых на севере и докайнозойских на юге горных пород. Озерно-аллювиальная аккумуляция отчетливо выражена в областях опускания (Кулундинская и Среднеобская впадины) и в долинах рек.

Северная часть провинции (Среднеобская область) имеет выровненный уплощенный рельеф, созданный преимущественно озерно-аллювиальной аккумуляцией. Водно-ледниковые отложения слагают более древние и высокие поверхности. В рельефе они выражены возвышенными участками (Аганская возвышенность). Озерно-аллювиальные отложения большой мощности сосредоточены в областях опускания на правом и левом берегах Оби (Сургутская низина, Кондинская низменность и др.). Рельеф области – озерно-аллювиальная и аллювиальная равнина. Большие площади занимают заболоченные территории. Район нижнего течения Иртыша отличается сочетанием плоских заболоченных водоразделов и резким овражно-балочным расчленением склонов речных долин. Ведущими экзогенными процессами являются озерно-болотная и аллювиальная аккумуляция, эрозионно-аккумулятивные процессы в речных долинах. Большие территории Среднеобской области подвержены деструкции рельефа в силу активного нефтегазового освоения. Нарушение почвенно-растительного покрова приводит к активизации криогенных, биогенных, эоловых процессов. Область расположена вблизи южной границы многолетнемерзлых пород. Деградация многолетней мерзлоты вследствие естественных и антропогенных условий приводит к более активному проявлению термокарста, смыва, дефляции и эоловой аккумуляции.

Васюганская область расположена на междуречье Оби и Иртыша на высоте 120–160 м и характеризуется плоским выровненным рельефом. Область соответствует зоне новейшего погружения, что определяет равнинность ее рельефа. Преобладают озерно-аллювиальные равнины на высоте 100–140 м. В границах области находится сильно заболоченная Васюганская равнина. Периферийные ее части расчленены речными долинами (реки Васюган, Парабель, Чая, Тара). Глубина эрозионного расчленения не превышает 20–50 м. Долины рек асимметричны с более крутым правым берегом и террасированным левым. Эрозионное расчленение оврагами и балками отмечается только в краевых частях области. Ведущими экзогенными процессами в пределах Васюганской области являются биогенная аккумуляция (накопление торфа), эрозионно-аккумулятивные процессы в долинах рек. Большие площади заняты участками нарушенного рельефа вследствие нефте- и газодобычи.

Западную и юго-западную части провинции занимает Зауральско-Казахстанская геоморфологическая область. Рельеф ее формировался в условиях тектонических движений (изогипсы положительного знака), что привело к образованию структурно-денудационных равнин и плато с эрозионным расчленением. Рельеф западной части области начал формироваться после исчезновения верхнепалеогенового морского бассейна. За последующий период произошло неглубокое эрозионное расчленение и сформировались плоские суффозионные западины. Волнистые наклонные поверхности на междуречье Тобола и Иртыша образовались на неогеновых отложениях. Расположение области в лесостепной и степной природной зонах обусловливает широкое распространение процессов смыва, размыва, дефляции. Суффозия наблюдается в лессовидных отложениях. На растворимых горных породах (известняках, доломитах) отмечаются карстовые процессы.

Кулундинско-Барабинская геоморфологическая область характеризуется распространением озерных, озерно-аллювиальных отложений, переработанных в различной степени суффозионными, эрозионными и эрозионно-аккумулятивными процессами. Вследствие преобладающих тектонических опусканий в области доминировала озерная и речная аккумуляция. В рельефе выделяются относительно пониженные участки, занятые озерными котловинами (оз. Чаны и др.), Барабинской низменностью. Абсолютные высоты их достигают 120 м. Мощность плиоцен-четвертичных осадков превышает 100 м. Для северной части Кулундинско-Барабинской области характерно распространение гривистого рельефа эрозионно-денудационного и эолового генезиса. Ведущими экзогенными процессами являются речная аккумуляция, суффозия, эоловые. Южная часть области занята озерными ваннами. Широко распространены покровные песчаные отложения. Преобладают озерная и речная аккумуляция, дефляция.

Приобско-Чулымская область занимает юго-восточную часть Западно-Сибирской равнины и представляет собой наклонное на север плато. Лишь на левобережье Иртыша распространены озерно-аллювиальные равнины. Современный рельеф формировался в условиях довольно значительных поднятий. Крупные речные долины (Иртыш, Обь, Чулым, Алей и др.) обусловили значительное эрозионное расчленение области в силу активного проявления эрозионно-денудационных процессов. Отмечаются многочисленные выходы на дневную поверхность в виде останцов складчатого фундамента. Долины рек глубоко врезаны, часто имеют пологие асимметричные склоны. При пересечении антиклинальных структур они сужаются, образуются коленообразные изгибы. В пределах Приобского и Причулымского плато расположена система параллельных вытянутых на северо-восток гряд и ложбин. Среди современных процессов преобладают флювиальные в долинах рек, эрозионно-аккумулятивные, суффозионные на склонах долин речных долин, эоловые при нарушении растительного покрова на участках развития грядово-ложбинного рельефа.

Кеть-Тымская область занимает восточную часть провинции и представляет собой плоскую залесенную волнистую заболоченную равнину на междуречье Оби и Енисея с абсолютными высотами 100–163 м. Рыхлые четвертичные отложения являются преимущественно озерно-аллювиальными осадками. Преобладающий тип рельефа – аккумулятивный, лишь по периферии и в долинах рек Кеть, Тым, Улуюл и др. равнина расчленена постоянными водотоками. Ведущими экзогенными процессами являются биогенные (торфонакопление), мерзлотные (пучение, растрескивание), флювиальные в долинах рек.

3.2. СТРАНА РАВНИН, ПЛОСКОГОРИЙ И НИЗМЕННОСТЕЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Провинция **волнистые ледниково-морские равнины севера Средней Сибири** включает в себя три области: Северо-Сибирскую низменность, нагорье Бырранга и архипелаг Северная Земля, отличающиеся друг от друга характером рельефа, но принадлежащих к единой геотектуре – Таймыро-

Североземельской горно-равнинной стране, по С.С. Коржуеву [1975], или Таймыро-Североземельской складчатой области и Северо-Сибирской низменности Енисейско-Ленского прогиба, по С.А. Стрелкову [1965].

Архипелаг Северная Земля, состоящий из четырех крупных островов – Большевик, Октябрьской Революции, Комсомолец, Пионер и ряда более мелких, впервые достаточно полно был исследован в 1930–1932 гг. Н.Н. Урванцевым и Г.А. Ушаковым. Рельеф островов архипелага имеет много общего с Северным Таймыром и нагорьем Бырранга. Он отличается платообразным и равнинным характером во внутренних частях островов, которые окаймлены прибрежно-морскими равнинами с юго-запада и расчлененными склонами восточного побережья с широким развитием фиордов. Высокие плато частично покрыты ледниками общей площадью 13 тыс. км^2 [Воскресенский, 1962]. Ведущими экзогенными процессами рельефообразования являются гляциальные и мерзлотные во внутренних возвышенных частях островов и береговые абразионные и аккумулятивные на побережье.

Нагорье Бырранга занимает большую часть Таймырского полуострова. Его рельеф неоднороден по морфологии. Западная часть – это грядовое низкогорье, а восточная – бронированное траппами высокое нагорье, образованное системой хребтов и платообразных массивов с наибольшей высотой 1119 м. Бырранга имеет крутой южный склон, обрывающийся к Северо-Сибирской низменности, и пологий северный, переходящий на побережье Таймырского полуострова в прибрежно-морскую равнину с участками сопочного рельефа. Наиболее высокая восточная часть нагорья обладает резко расчлененным рельефом с широким распространением каров и трогов, а для центральной и особенно западной частей характерны плоские и куполообразные вершины.

В настоящее время в восточной части Бырранга имеются ледники. Для нагорья характерно большое число сквозных долин. Оледенение четвертичного периода привело к перестройке речной сети и только самые крупные реки – Таймыра и Пясина – наследуют древние доледниковые долины [Воскресенский, 1962]. В целом генезис рельефа определяется наличием сбросовой структуры, отпрепарированной позднее процессами водной и ледниковой эрозии [Геоморфологическое районирование..., 1947]. Влияние на рельеф относительно малоактивного древнего оледенения, огромная роль многолетней мерзлоты и трансгрессии моря по периферии нагорья создали здесь обстановку своеобразного сочетания различных форм рельефа с господством в настоящее время гравитационно-склоновых, мерзлотных и эрозионных процессов.

Северо-Сибирская низменность представляет собой полосу шириной 100–180 км от берегов Енисея до эстуария Хатанги и далее до долины Оленека. Ее рельеф равнинный с грядами и холмами, вытянутыми преимущественно в северо-восточном направлении и разделенными участками понижений озерно-аллювиальной аккумуляции. Плоские выровненные пространства в большинстве случаев тянутся на сотни километров вдоль крупных рек – Пясины, Янгоды, Верхней Таймыры, Хеты [Четвертичные

отложения..., 1959]. Средние высоты низменности составляют 80–140 м. На низменности широко распространены полигональные образования, булгунняхи высотой до 30 м и сезонные бугры пучения. Формирование ванн множества озер связано с термокарстом. Основные рельефообразующие процессы в регионе – флювиальные и мерзлотные.

Среднесибирская провинция пластово-денудационных плоскогорий состоит из семи областей: плато Анабарское, Путорана, Северо-Эвенкийское, Ангаро-Тунгусское, Лено-Ангарское, Енисейский кряж и Присаянская равнина [Геоморфологическое районирование..., 1980]. Западная, северная и южная границы провинции весьма отчетливы: это долина Енисея, уступ плоскогорья к Северо-Сибирской низменности, подножие горных сооружений Южной Сибири, а на востоке переход к Якутской провинции постепенный, и границей считается изогипса 350 м [Воскресенский, 1962]. Наибольшие абсолютные высоты отмечены на плато Путорана (гора Камень, 1678 м), Лено-Ангарском плато (1509 м) и Енисейском кряже (гора Енашимский Полкан, 1125 м).

Огромные территории внутренних частей плоскогорья сложены породами верхнего карбона, перми и нижнего триаса, налегающими на древний складчатый фундамент докембрийского возраста. Большие площади в пределах этой провинции занимают также траппы, а в понижениях рельефа, совпадающих с древними тектоническими прогибами, развиты юрские отложения. В целом для Среднесибирского плоскогорья характерны резкая дифференцированность ее структур и новейших движений, большой размах колебательных движений с преобладанием поднятий, а также мощный вулканизм после консолидации фундамента [Воскресенский, 1968].

Основной геоморфологический фон этой территории определяется преобладанием различных видов плато с подчиненным участием равнинного, низкогорного и плоскогорного рельефа.

Лавовые плато характеризуются плоскими равнинными вершинами и глубокими долинами с крутыми ступенчатыми склонами, что наиболее ярко наблюдается в пределах плато Путорана и Сыверма. Трапповые плато отличаются большим разнообразием форм препарировки трапповых интрузий на междуречьях и порожистыми руслами рек (Северо-Эвенкийское и Ангаро-Тунгусское плато). По форме трапповые тела разделяются на лавовые покровы, секущие тела (дайки и штоки), куполообразные (лакколиты) и пластовые интрузии, или силлы. Плато, сложенные осадочными породами палеозоя, имеют обычно наклонную ровную поверхность, рассеченную глубокими долинами (Ангаро-Тунгусское и Лено-Ангарское плато). Развитие вулканических и пластовых плато, определяющих общий облик современного рельефа Средней Сибири, протекает по типу педипленов, но без существенного выполаживания параллельно отступающих склонов, а с характерным для них скалыванием [Коржуев, 1975].

Плоскогорья и аккумулятивные равнины распространены гораздо реже. Плоскогорья встречаются в основном в пределах Анабарского массива, представляющего собой размытый древний остаточный пенеплен с наличием останцово-столовых форм, расчлененный глубокими долинами рек и

покрытый мощными малоподвижными каменными плащами россыпей. Аккумулятивные равнины приурочены главным образом к молодым внутриплатформенным впадинам и кайнозойским наложенным предгорным прогибам, расположенным вдоль гор Южной Сибири, где в результате опускания формируются новейшие и современные аллювиально-пролювиальные равнины (Присаянская равнина, Предбайкальский прогиб).

Низкогорный рельеф преобладает в пределах Енисейского кряжа, а в качестве менее значимых наблюдаются сопочные формы, чередующиеся, особенно в краевых частях, с эрозионными и эрозионно-карстовыми понижениями [Геоморфологическое районирование..., 1980].

Современные экзогенные процессы рельефообразования этой обширной территории Средней Сибири, протягивающейся с севера на юг более чем на 2000 км, исключительно разнообразны, но ведущими в морфогенезе являются флювиальные, склоновые и мерзлотные. В отдельных областях немаловажное значение имеют карстовые процессы (Южное Приангарье, Верхнеленское и Приленское плато).

Якутская провинция денудационных равнин объединяет три области: Вилюйско-Мархинскую равнину, Центрально-Якутскую низменность и Лено-Алданское плато, занимающие восточную половину Сибирской платформы. Основными крупными геологическими структурами этой части платформы являются Анабарский докембрийский массив, Вилюйская синеклиза и Предверхоянский мезозойский прогиб [Коржуев, 1965]. На юге провинция занимает северный склон Алданского щита и восточную половину Ангаро-Ленского нижнепалеозойского прогиба.

Господствующие типы рельефа в провинции – структурно-денудационные пластово-ступенчатые плато и аккумулятивные низменные равнины. Среди пластовых плато Вилюйско-Мархинской области известны также пластово-трапповые и трапповые их виды, которые нередко образуют столовые бронированные поверхности и занимают наиболее высокие участки рельефа. Разнообразие горных пород и увеличение высоты местности находят отчетливое выражение в рельефе: характерны многочисленные трапповые гряды и массивы, пороги на реках.

К северу от долины Мархи трапповые интрузии редки. Из-за преобладания песчаников и алевролитов ордовика и верхнего кембрия и ордовикских известняков формы рельефа мягко очерчены, а долины рек широкие. На севере, где область примыкает к Оленекскому поднятию, в бассейнах рек Молодо и Муна местность понижается, долины становятся мельче, а широкие и плоские междуречья заболочены и изборождены множеством западин, древних карстовых, ныне затампонированных понижений [Геоморфологическое районирование..., 1980]. На междуречных плато, в долинообразных понижениях, ныне практически оставленных водными потоками, особенно в среднем течении Вилюя и Мархи, распространены водораздельные галечники, связанные с древними аккумулятивными уровнями и являющиеся перспективными районами на поиск алмазов, редких и рассеянных минералов [Воскресенский, 1962].

Центрально-Якутская низменность представляет собой прямую морфоструктуру – Вилюйскую синеклизу, сложенную юрскими и меловыми

породами, несогласно залегающими на разновозрастных толщах – от кембрийских до триасовых [Коржуев, 1975]. В общих чертах рельеф здесь однообразен. Это почти плоская сильно заболоченная равнина с множеством озер, расчлененная относительно густой, но неглубоко врезанной сетью речных долин. Большие площади занимают долины рек Лены, Алдана, Вилюя, имеющие очень широкие современные поймы и огромные поля древних террас. В пределах пойм многочисленны следы блуждания рек, брошенные русла, сложно построенные береговые валы, тысячи проток. В восточной части низменности расположена Приверхоянская наклонная равнина, включающая в себя полосу древних террас Лены и Алдана и участки развития плейстоценовых ледниковых форм [Плоскогорья..., 1971]. Основной тип морфоскульптуры низменности – криогенный с преобладанием термокарста.

На юг от Лены (частично и по ее левобережью) вплоть до долины Алдана простирается Лено-Алданское плато, расчлененное глубоко врезанными долинами рек – Лены, Алдана, Амги, Маи, Олекмы и Чары. От главных эрозионных артерий расчленение постепенно уменьшаясь, проникает далеко в глубь междуречий, имеющих плоский, ровный характер. Рельеф Лено-Алданского плато, сложенного преимущественно карбонатными породами кембрия, представляет собой чередование плоских или слегка волнистых поверхностей с долинами рек, врезанными на глубину до 200–300 м. Лишь в среднем течении Амги территория представлена песчано-глинистыми отложениями юры, перекрывающими кембрийские толщи. Водораздельные пространства плоские или пологоволнистые, бронированные плотными пластами горизонтально залегающих алевролитов и аргиллитов.

Ведущими экзогенными процессами рельефообразования этой огромной территории являются флювиальные, склоновые и мерзлотные. В отдельных областях их дополняют карстовые (Лено-Алданское плато) и эоловые (тукуланы Вилюйской аккумулятивной равнины и террасы Лены) процессы.

3.3. СТРАНА ГОР ЮЖНОЙ СИБИРИ

Горные системы занимают юг Сибири. Межгорные и внутригорные впадины и котловины, речные долины осложняют рельеф и делят страну на горные системы. Горы Южной Сибири относятся к категории возрожденных, они возникли в новейший неотектонический этап (с олигоцена до настоящего времени) на месте денудационных равнин и плато. Горный рельеф характеризуется разновозрастным складчатым основанием. В Прибайкалье и Восточном Саяне фундамент имеет докембрийский возраст, на запад и восток от этих горных сооружений возраст складчатого основания становится более молодым (каледонским, герцинским).

Провинция горная система Алтая. Алтай – наиболее высокое горное сооружение Сибири расположено на пути влажных западных воздушных масс, что определяет значительные масштабы современного оледенения. Наибольшие отметки высот наблюдаются в Центральном Алтае, и они за-

метно снижаются на запад. На севере Алтай отделяется уступом от Предалтайской равнины. В северо-восточной части горной системы в рельефе значительные площади занимают платообразные поверхности. В границах провинции в пределах территории Российской Федерации выделяются три геоморфологические области: Центральный, Северо-Западный и Северо-Восточный Алтай [Геоморфологическое районирование..., 1980], различающиеся рельефом и ведущими современными экзогенными процессами.

Область Центральный Алтай характеризуется наибольшей дифференциацией и максимальными амплитудами поднятий [Алтае-Саянская... область..., 1969]. Центральный Алтай включает систему горных хребтов: Северо-Чуйский (4177 м), Южно-Чуйский (3936 м), Катунский (4506 м), Курайский (3446 м), Теректинский (2926 м), Листвяга (3142 м), Айгулакский (2752 м), Сайлюгем (4029 м), плоскогорье Укок (с высотами 2000–3100 м), и Уймонскую, Абайскую, Чуйскую, Курайскую внутригорные котловины. Абсолютные высоты днищ котловин увеличиваются на юго-восток от 1000 м в Уймонской до 2000 м в Чуйской впадинах.

Рельеф большей части хребтов характеризуется как альпинотипный с современным оледенением. На хребтах преобладает ледниковый и ледниково-эрозионный высокогорный рельеф. Современное горное оледенение Центрального Алтая занимает площадь более 600 км^2. Кары, троги, амфитеатры, ледниковые (каровые) долины, острые гребни – типичные формы рельефа для хребтов этой области, подверженных современному или позднеплейстоценовому оледенению [Ивановский, 1981]. Плато Укок имеет денудационный рельеф, в межгорных впадинах – аккумулятивный.

Ведущими экзогенными процессами в Центральном Алтае являются гляциальные, эрозионно-аккумулятивные, гравитационно-склоновые, флювиальные, криогенные. Гляциальные процессы (экзарация, аккумуляция) протекают в вершинном поясе самых высоких горных сооружений. Нивальный комплекс с курумами, солифлюкцией, лавинами, селями и обвалами проявляется на склонах горных сооружений и речных долин, а гравитационно-склоновые процессы – на крутых (более 30°) склонах хребтов и речных долин. Эрозионно-аккумулятивные процессы отмечаются в нижних частях склонов, на бортах котловин. Флювиальные процессы активно протекают в руслах и поймах рек. Криогенные процессы являются ведущими на поверхности высокогорного плато Укок.

Область Северо-Западный Алтай находится в западной части провинции и характеризуется преимущественно низко- и среднегорным рельефом. Высота хребтов составляет 1600–2800 м, расположены они наподобие веера. К ним относятся Холзун (2598 м), Коргонский (2229 м), Коксуйский (2246 м), Колыванский (1210 м), Бащеланский (2421 м), Ануйский (1766 м), Чергинский (2014 м), Семинский (2507 м). Значительные площади горных сооружений этой области занимают выровненные поверхности древнего пенеплена. В Северо-Западный Алтай входят Канская и западная часть Абайской котловины [Воскресенский, 1962]. Глубина эрозионного расчленения составляет 200–600 м. Большие площади хребтов в Северо-Западном Алтае занимают курумы. Область дренируется бассейнами рек Оби и Иртыша. Ведущие экзогенные процессы – криогенная десерпция,

солифлюкция, крип. Отмечаются обвалы, сели, лавины. В известняках и доломитах кембрия и силура в бассейнах рек Чарыш, Ануй, Песчаная распространены карстовые процессы [Алтае-Саянская... область..., 1969].

Область Северо-Восточный Алтай расположена севернее Центрального Алтая, характеризуется абсолютными высотами 2000–3400 м и представляет собой плоскогорье, сильно расчлененное эрозией рек. Большую площадь области занимают Чулышманское нагорье и Улаганское плато с высотами 2000–3000 м. По их периферии распространены хребты Курайский (3412 м), Шапшальский (3148 м), Тонгош (2494 м), Сумультинский (2756 м), Иолго (2618 м), Алтын-Туу (2361 м). Хребты постепенно понижаются к северу. Современное оледенение Северо-Восточного Алтая незначительное и представлено небольшими каровыми ледниками. Древнее позднеплейстоценовое оледенение охватывало большие площади хребтов и Чулышманского нагорья. В основном площади области заняты курумами. Современные экзогенные процессы представлены гляциальными (экзарация и аккумуляция), криогенной десерпцией, солифлюкцией, крипом, обвально-осыпными, селевыми, флювиальными.

Кузнецко-Минусинская провинция представляет собой преимущественно горную территорию. Она включает Кузнецкую и Минусинскую котловины, окруженные с запада, юга и востока Салаирским кряжем, хр. Кузнецкий Алатау, среднегорьем Горной Шории, Западным Саяном. Наиболее высокими и расчлененными являются хр. Кузнецкий Алатау и Горная Шория. В целом данная провинция относится к области каледонской складчатости. Широко распространены кембрийские и ордовикские известняки, кварциты, сланцы, пронизанные интрузиями гранитов. Кузнецкая котловина представлена отложениями карбона–юры, в том числе угленосными, Минусинская – девонскими и угленосными пермскими и локально юрскими отложениями. В неоген-четвертичное время, в эпоху активизации тектонических движений, сформировался преимущественно эрозионный рельеф – от почти равнинного в котловинах до среднегорного в Кузнецком Алатау, Горной Шории, на Абаканском хребте с высотами до 1500–2000 м. В границах провинции выделяются три геоморфологические области – Салаиро-Кузнецкая, Кузнецкий Алатау и Горная Шория, Минусинская.

Салаиро-Кузнецкая область занимает западную часть провинции и включает невысокий Салаирский кряж (621 м) и днище Кузнецкой котловины. Глубина эрозионного расчленения не превышает 100–200 м. Абсолютные отметки водораздельных участков убывают с севера на юг – от 600 до 200 м. Салаирский кряж представляет собой асимметричное наклонное плато, протянувшееся с юго-запада на северо-восток, он сильно эрозионно расчленен. В широких речных долинах аллювиальные отложения (пески, галечники) перекрыты лессовидными аллювиально-делювиальными и делювиальными суглинками. Наблюдаются фрагменты древней эрозионной сети. Кузнецкая котловина – опущенная осевая часть древнего пологого свода [Воскресенский, 1962]. Рельеф днища котловины эрозионно-аккумулятивный. Густая сеть постоянных и временных водотоков разделена неширокими водоразделами. Флювиальные формы рельефа пре-

имущественно асимметричные с более крутыми западными склонами и пологими восточными. Долины крупнейших рек Кузнецкой котловины – Томи и Ини – имеют от 3 до 8 террас различной высоты, объединенных в комплекс низких, средних и высоких. Средние и высокие террасы перекрыты покровом лессовидных суглинков мощностью до 20 м. Балки характеризуются ступенчатым продольным профилем.

Ведущими современными экзогенными процессами в Салаиро-Кузнецкой области являются плоскостной смыв, овражная эрозия, аккумуляция делювия на склонах, флювиальные процессы в руслах и поймах рек. В Кузнецкой котловине вследствие активной поверхностной и подземной добычи каменного угля большие площади подвержены деструкции рельефа [Национальный атлас..., 2007]. Техногенные формы рельефа представлены карьерами, терриконами, котловинами.

Центральную часть провинции занимает геоморфологическая область Кузнецкий Алатау и Горная Шория. В ее состав входят хребты Кузнецкий Алатау, Абаканский и среднегорье Горной Шории. Горные сооружения имеют максимальные высоты 1627–2178 м. Хребет Кузнецкий Алатау и его южное продолжение – Абаканский хребет – представляют собой плоскогорье, над которым возвышаются отдельные хребты, массивы, гряды. На западе Кузнецкий Алатау уступами отделен от Кузнецкой котловины. Горная Шория – среднегорная страна высотой 800–1500 м, расчлененная речными долинами. Большие площади в горных сооружениях занимают каменные россыпи – курумы. Рельеф области преимущественно денудационный. Среди современных экзогенных процессов преобладают делювиальные, селевые, крип, глубинная эрозия рек.

В восточной части провинции расположена Минусинская геоморфологическая область, включающая серию котловин, разделенных горными отрогами (кряжами и хребтами). К Минусинской (Южно-Минусинской) принято относить только самую южную котловину. Каждая из котловин имеет свое название. Выделяют Назаровскую, Чулымо-Енисейскую, Ширинскую, Сыдо-Ербинскую котловины, ограниченные Солгонским и Батеневским кряжами, Косинским хребтом. Для них характерен равнинный, сильно расчлененный рельеф. Большие площади занимает озерно-аллювиальный, аккумулятивный рельеф [Салюкова, 1976]. Речные долины имеют одно или несколько русел, широкую пойму и несколько надпойменных террас. В Минусинской и других котловинах широко распространены лессовидные суглинки мощностью до 15 м [Лессовые породы..., 1986].

Преобладают процессы плоскостного смыва, линейной эрозии, аккумуляции [Салюкова, 1976]. В Южно-Минусинской котловине активно проявлены эоловые процессы на песчаных речных террасах [Баженова и др., 1997]. В местах выхода на поверхность известняков и гипсов наблюдаются карстовые формы рельефа. В долинах рек активно проявляются флювиальные процессы и аккумуляция.

Провинция средние горы Западного Саяна и Тувы включает систему горных хребтов и внутригорных впадин. Ее геологические структуры имеют каледонский возраст складчатого основания. В Туве большие площади заняты излияниями базальтов. Горные хребты имеют высоты 2500–3000 м.

Наибольшие высоты отмечаются вблизи Алтая и достигают 3122 м (гора Кызыл-Тайга). Для высоких хребтов характерен альпийский ледниковый рельеф. Если в горных системах преобладает эрозионно-денудационный рельеф, то в котловинах в зависимости от их высотного положения распространен озерный, аллювиальный, ледниковый, эоловый [Геоморфологическое районирование..., 1980]. Провинция разделяется на три геоморфологические области: Западный Саян, Южно-Тувинскую и Северо-Тувинскую. Две последние области образуют Тувинское нагорье.

Область Западный Саян занимает северо-западную часть провинции и представляет собой монолитную горную систему с высотами 2000–3000 м, вытянутую в субширотном направлении и разделенную речными долинами на ряд хребтов. Ее рельеф – среднегорный эрозионный, местами ледниковый. Западный Саян образован венд-ордовикскими мраморами, известняками, кристаллическими сланцами, песчаниками. Наибольшие отметки высот отмечаются к западу от Енисея. Восточнее абсолютные высоты не превышают 2500 м. Современное оледенение отсутствует, но в вершинном поясе гор развиты древние ледниковые формы рельефа (ступенчатые кары, троговые долины, моренные валы). В целом в области Западный Саян преобладает эрозионный рельеф. Повсеместно сохранились следы древних поверхностей выравнивания. Глубина эрозионного вреза рек составляет 500–1000 м. Среди экзогенных процессов ведущими являются криогенные. Большие площади водоразделов в Западном Саяне заняты курумами. На склонах активно протекают нивация, осыпание, обваливание, крип, солюфлюкция. В долинах рек ведущие процессы – флювиальные и селевые.

Тувинское нагорье включает систему горных сооружений и межгорных впадин. Хребты поднимаются до отметок 3061–3274 м. Преобладает субширотное направление горных сооружений и впадин и только на северо-востоке нагорья оно сменяется меридиональным. Днища впадин расположены на высотах 500–1000 м. Эта область находится в центре Евразии на большом удалении от океанов, и в котловинах преобладают ландшафты сухих степей и степей, что обусловливает специфику проявления экзогенных процессов. Тувинское нагорье – это разновозрастные отложения верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Венд-кембрийские горные породы представлены кристаллическими сланцами, мраморами, известняками, доломитами, гранодиоритами, диоритами, габбро. Ордовикские отложения включают песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы, граниты, гранодиориты, девонские – песчаники, алевролиты, туфы, туффиты. Впадины представлены юрскими песчаниками, алевролитами, углями, эоцен-плиоценовыми глинами, суглинками, песками, галечниками. В восточной части нагорья обширные площади заняты неоген-четвертичными базальтовыми плато [Гросвальд, 1965]. В создании крупных форм рельефа нагорья значительную роль играют сбросы.

На Тувинском нагорье в горных сооружениях широко распространен низкогорный и среднегорный эрозионный и структурно-эрозионный рельеф. Большие площади хребтов заняты участками с выровненным рельефом [Геоморфологическое районирование..., 1980]. Современное оледенение сосредоточено в юго-западной части Тувинского нагорья в массиве Монгун-

Тайга (3970 м). На высотах более 2000 м в хребтах встречаются кары, троговые долины, каровые озера, свидетельствующие о былом оледенении. Склоны горных сооружений расчленены долинами постоянных и временных водотоков.

В котловинах широко представлен аккумулятивный рельеф, созданный преимущественно деятельностью постоянных и временных водотоков. Озерно-речные террасовые уровни по бортам и впадинам Тувинского нагорья сочленяются с делювиальными, пролювиальными шлейфами, внутренними дельтами, моренами, зандровыми равнинами. На песчаных отложениях различного генезиса в результате перевевания в Улугхемской, Убсунурской котловинах сформировались большие массивы бугристых и грядовых песков [Воскресенский, 1962]. В днищах Тувинской и Кемчикской впадин преобладает эрозионно-денудационный мелкосопочный рельеф в условиях сухих степей.

К современным экзогенным процессам в высокогорном поясе хребтов Тувинского нагорья относятся нивальные, частично гляциальные, обвально-осыпные. На выровненных водоразделах и склонах протекают криогенная десерпция, крип, большие площади занимают курумы. В долинах рек ведущими являются флювиальные процессы, в котловинах преобладают смыв, размыв, накопление делювия и пролювия, дефляция и эоловая аккумуляция.

Провинция Восточный Саян представляет собой обширное сводово-глыбовое нагорье со сложной орографией, образованное (сформированное) в основном метаморфическими породами архея и протерозоя с многочисленными интрузиями гранитов, а также базальтами. В рельефе наблюдается сочетание высоких, средних и низких хребтов с плоскогорьями и плато. От Енисея до истоков Казыра Восточный Саян образован системой хребтов, вытянутых в западно-северо-западном направлении (Манское и Канское Белогорье, Крыжина, Агульский, Джуглымский, Удинский). В восточной части нагорье состоит из двух основных цепей, между которыми расположено Окинское плоскогорье.

Западная часть нагорья отличается от восточной конфигурацией хребтов и сочетанием абсолютных и относительных отметок рельефа. Для нее характерны извилистость основных хребтов и разнонаправленность отрогов, в восточной же части главные водораздельные хребты располагаются дугообразно. Различная конфигурация отражает унаследованность их от палеорельефа, связанного в свою очередь с тектоническими структурами [Рельеф..., 1988]. На северо-востоке нагорье через серию узких и параллельных друг другу звеньев Передового хребта довольно резко обрывается к Сибирской платформе, образуя прямолинейную границу, обусловленную развитием Главного Саянского разлома. В бассейне Бирюсы расположено невысокое плато с постепенно возрастающей высотой к югу.

К наиболее высокой части Восточного Саяна относится его юго-восточная окраина, где ряд вершин хребтов Большой Саян, Тункинский, Китойский и Кропоткина превышают высоту 3000 м. В самых высоких горах преобладает альпинотипный, резко расчлененный эрозионный тип рельефа, для средне- и низкогорных хребтов характерны более сглаженные формы

рельефа. Сочетанием плоского рельефа базальтовых плато со среднегорными округловершинными хребтами отличается Окинское плоскогорье. Здесь базальты занимают большие площади, слагая не только обширные плато, но и днища и террасы рек (Жомболок, Хи-Гол, Боксон). В поверхность плоскогорья на глубину до нескольких сотен метров врезаны долины Оки, Иркута, Белой и Урика.

В четвертичное время рельеф Восточного Саяна был исключительно активно преобразован гляциальными процессами. По исследованиям В.Н. Олюнина [1965], в верхнем плейстоцене в восточной части нагорья существовало почти 200 ледников. В настоящее время в наиболее высоких хребтах имеются небольшие долинные, присклоновые и каровые ледники, расположенные в трех горных узлах: северо-западном (хребты Крыжина, Агульский и Удинский), центральном (хр. Большой Саян) и юго-восточном (массив Мунку-Сардык).

Для речной сети Восточного Саяна за счет коленообразных изгибов рек всех величин и перпендикулярных притоков характерен ортогональный, решетчатый рисунок. Лишь в бассейне р. Казыр притоки впадают в главное русло под острым углом. Направление течения рек северо-западное и северо-восточное, что совпадает с общим орографическим планом. В морфологии днищ долин нагорья отмечается в основном стадия врезания, хотя на отдельных участках (в Окинской котловине и предгорьях) аккумуляция также отмечается.

Ведущие современные экзогенные процессы рельефообразования широкого (площадного) распространения – склоновые (гравитационно-склоновые, криогенно-склоновые и крип) и флювиальные. На локальном уровне также развиты нивальные, гляциальные, мерзлотные и карстовые процессы.

Байкало-Патомская низкогорная провинция (Байкало-Патомское нагорье) с севера примыкает к Становому нагорью, вытянута в северо-восточном направлении и имеет протяженность около 700 км, максимальная ее ширина составляет 330 км. Самые большие высоты прослеживаются в юго-восточной, южной и особенно в юго-западной частях нагорья, достигая отметки 2578 м в гольце Иняптук. В целом для провинции характерны средне- и низкогорный рельеф, сформированный на складчатых структурах байкалид, а также относительно небольшая дифференциация новейших движений.

Основными орографическими элементами (морфоструктурами первого порядка) являются внутренняя Чая-Жуинская депрессия низкогорного рельефа и краевые поднятия нагорья (Сынныр-Лонгдорское среднегорное и Чуйско-Патомское низко- и среднегорное) [Золотарев, 1974; Геоморфологическое районирование..., 1980]. Особенность макрорельефа нагорья состоит в том, что его поверхность неравномерно, ступенеобразно понижается с юга на север, где краевое поднятие крутым уступом обрывается к платформенным равнинам Среднесибирского плоскогорья. Границы между геоморфологическими ступенями отчетливо выражены в рельефе.

Многочисленные горные хребты и массивы на юге провинции (Унгдар, Чуйский, Иняптук, Сынныр и др.) или непосредственно сочленяются с высокими хребтами Станового нагорья, или отделяются от них небольши-

ми тектоническими понижениями. Наиболее высокие хребты обладают альпинотипным, резко расчлененным рельефом. На северо-востоке нагорья в пределах Лонгдорского и Тонодского поднятий развит среднегорный рельеф с небольшим участием альпинотипных форм.

В днище Чая-Жуинской депрессии хорошо сохранились древние поверхности выравнивания мел-раннепалеогенового возраста. В пределах вершинных выровненных поверхностей отмечаются скопления экзотического материала, в том числе и крупных валунов, относительно происхождения которых имеется несколько точек зрения (ледниковое, водно-аккумулятивное, флювиальное в совокупности с последующим переотложением материала ледниками и, наконец, элювиальное). По мнению А.Г. Золотарева [1974], в различных геолого-геоморфологических условиях экзотический материал может иметь различный генезис, но есть основание считать, что поскольку нагорье в мезо-кайнозое не подвергалось покровному оледенению, то значительная его часть на фрагментах поверхностей выравнивания имеет древнеаллювиальное происхождение.

Современное экзогенное рельефообразование нагорья определяется ведущим влиянием криогенно-склоновых и флювильных процессов, дополняемых на локальных участках крипом, гравитационно-склоновыми и техногенными в местах интенсивной золотодобычи.

Байкальская провинция рифтовых средних гор – территория высокой тектонической активности, очень резких орографических контрастов, проявлений молодого вулканизма и широкого распространения ледниковой морфоскульптуры. Ее субстратом являются складчатые структуры, причленившиеся к телу древней Сибирской платформы в результате байкальского и более ранних циклов складчатости, а местами и высокоподнятые краевые выступы архейского фундамента самой платформы. В состав провинции входит морфоструктурный комплекс Байкальской рифтовой зоны, чем и определяется ее специфика по сравнению со смежными геоморфологическими провинциями [Нагорья..., 1974].

В эту провинцию входят Прибайкальское и Становое нагорья, образованные системой высоких (2300–3000 м) хребтов и узких глубоких впадин. Горы Прибайкалья и Северного Забайкалья – это возрожденные горы, возникшие на месте денудационных равнин и низкогорий в неотектонический цикл морфотектогенеза [Воскресенский, 1968]. Вся кайнозойская геоморфологическая история отчетливо делится на два крупных этапа – ранне- и позднеорогенный. С качественной стороны последний этап имеет самостоятельное и даже определяющее значение, которое со временем даже увеличивается, поскольку в развитии новейшей структуры Прибайкалья не заметно признаков спада. Напротив, высокая сейсмическая и тепловая активность и очень напряженное течение разнообразных экзогенных процессов свидетельствуют о развитии рельефа нагорья по восходящей линии [Флоренсов, 1960].

Первую и важнейшую особенность рельефа нагорья составляет его контрастность. Относительные превышения в связке “хребет–впадина” в среднем равны 2000 м, а в пределах хребтов достигают 1000–1500 м [Морфоструктура..., 1986]. Отчетливо выступает закономерное расположение

горных хребтов и впадин – они образуют систему параллельных друг другу поясов, простирающихся в северо-восточном направлении. Байкальская рифтовая зона – классический пример широкого развития дизъюнктивных новейших деформаций. Активные рифтовые разломы с большими вертикальными (до 3500–4000 м) и значительными горизонтальными (до первых километров) смещениями предопределили формирование основных черт рельефа. Различия в строении рифтовых впадин позволяют говорить о последовательном распространении или миграции процесса рифтогенеза с юго-запада на северо-восток. Орографический план Байкальской рифтовой зоны подчинен впадинам, расширяющимся поперек и разрастающимся по простиранию за счет вовлечения в опускания склонов хребтов и междувпадинных горных перемычек.

В целом в котловинах преобладает аккумуляция приносимого из гор флювиальными и склоновыми процессами обломочного материала, выражающаяся в нарастании мощности осадков в их центральных частях. Развитие рельефа внутри них осуществляется посредством денудации и аккумуляции различными экзогенными процессами, среди которых наиболее существенны флювиальные, эоловые и криогенные. Роль криогенно-склоновых, склоновых водно-эрозионных, озерных, фитогенных и техногенных процессов в современном рельефообразовании менее значительна и заключается преимущественно в местном и реже ближнем переносе вещества невысокой интенсивности, хотя морфологическое разнообразие образуемых ими форм велико [Выркин, 1998].

В пределах горных хребтов провинции определяющими в развитии рельефа являются гравитационно-склоновые и криогенно-склоновые процессы вместе с флювиальными. Локально распространены гляциальные процессы (хребты Кодар, Байкальский и Баргузинский). Низкогорные участки подвержены широкому рельефообразующему воздействию крипа.

Забайкальская провинция низкогорий и среднегорий делится на подпровинции низкогорий и среднегорий Западного Забайкалья, среднегорий Центрального Забайкалья и низкогорий Восточного Забайкалья [Геоморфологическое районирование..., 1980]. По площади она превосходит любую другую провинцию страны гор Южной Сибири. Морфоструктуры Забайкалья возникли на основе Селенгино-Витимского синклинория в результате дифференцированных перемещений по ожившим в позднем мезозое и кайнозое зонам глубинных разломов. Эти зоны и связанные с ними цепочки впадин прослеживаются на сотни и тысячи километров [Олюнин, Чичагов, 1975]. Большую роль в формировании морфоструктур играют субмеридиональные, субширотные и особенно северо-западные разломы.

В рельефе провинции выражены позднемезозойские горные хребты и впадины с наложенными кайнозойскими котловинами. Горы в Забайкалье преимущественно низкие и средневысотные, вытянутые на юго-западе субширотно, а на остальной части региона – с юго-запада на северо-восток.

К Западно-Забайкальской провинции относятся низкогорья и среднегорья Селенгинской Даурии и Калакан-Нюкжинской области, между которыми расположено Витимское плоскогорье с широко распространенными полями базальтов неоген-четвертичного возраста. Основными морфологи-

ческими элементами плоскогорья являются широкие, иногда плосковершинные возвышенности и межгорные котловины (Еравнинские, Беклемишевские).

Центральное Забайкалье несколько приподнято по сравнению с Западным и Восточным, особенно в пределах Хэнтэй-Даурского нагорья (до 2500 м), являющегося относительно слабо дифференцированным и отличающимся массивностью очертаний гор поднятием сводового типа [Нагорья..., 1974]. Горные хребты северо-восточной половины Центрального Забайкалья (Нерчинский, Муройский, Тунгирский и др.) имеют высоты 1300–1900 м.

Рельеф Восточного Забайкалья образован сочетанием низкогорий и впадин Шилкинско-Аргунской и Шилкинско-Ингодинской, а также невысоких хребтов и равнин Онон-Борзинской областей. От всех морфоструктур Прибайкалья и Забайкалья последняя отличается широким распространением пологих остаточных раннемеловых впадин типа монгольских Гоби [Флоренсов, 1960], малыми амплитудами неотектонических поднятий, хорошей сохранностью древнего выровненного низкогорного и холмисто-грядового рельефа, а также активным врезанием современных речных долин [Олюнин, Чичагов, 1975].

Отличительная черта рельефа Забайкалья – это наличие многочисленных впадин забайкальского типа. Они обычно располагаются между плосковершинными хребтами среднегорий, у подножия которых часто лежат сглаженные холмисто-увалистые предгорные возвышенности, разделенные участками пролювиальных равнин, спускающихся к центральным частям впадин, занятых низкими речными террасами.

Одной из особенностей флювиального морфогенеза Центрального и Восточного Забайкалья является немалое количество отмеченных древних брошенных долин и местных перестроек гидрографической сети. Выделяются следующие виды перестроек речной сети: 1 – на участках перекосов земной поверхности, вызванных тектоническими движениями; 2 – на участках проявления дифференцированных и разновременных тектонических движений; 3 – перехваты и “переливания” рек по крупным отрицательным геоморфологически выраженным новейшим структурам [Нагорья..., 1974].

Территория Забайкалья представляет собой арену активной деятельности разнообразных геоморфологических процессов. Основные черты современного экзогенного морфогенеза определяются совокупным воздействием на рельеф флювиальных и склоновых процессов (криогенно-склоновых, крипа и склоновых водно-эрозионных), дополняемых на юго-востоке эоловыми, а на севере и северо-востоке мерзлотными.

3.4. СТРАНА ГОР И НИЗМЕННОСТЕЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Становo-Джугджурская провинция гор и плато включает две области, одна из которых (Становая) расположена в пределах Якутии. В структурном отношении она относится к сводовой части Алданского кристаллического щита и возрожденных гор Станового хребта [Коржуев, 1975].

Вдоль южной границы Становой области протягивается система передовых хребтов с высотами до 1800 м. Севернее них расположена наиболее приподнятая часть гор, где выше 2000 м поднимается кряж Зверева, Алдано-Учурский хребет и самая высокая часть – Токинский Становик. В основном существенное значение в плейстоцене имела ледниковая деятельность и поэтому рельеф приобрел альпинотипный характер. Однако сохранились и плоские вершинные поверхности, чередующиеся с участками среднегорного эрозионного и плоскогорного рельефа. В пониженных элементах встречаются фрагменты плато (Чульманский район и окрестности оз. Большое Токо). Крупнейшие озера Становой области (Большое и Малое Токо) образовались в грабенах, обрушенных по новейшим разломам.

К северу от полосы наибольших поднятий расположено Алданское плоскогорье, средняя высота которого составляют 800–1100 м, а отдельные гольцовые гряды (Томмотская гряда, хр. Западные Янги) и остаточные среднегорные горстовые массивы (Эльконо-Ыллымахский, Хатынский и др.) поднимаются до 1500–1700 м. Это плоскогорье глубокими “заливами” вдоль Алдана и Учура вклинивается в горную область [Воскресенский, 1962]. В целом для него характерна неравномерность поднятия – на юге амплитуда значительно больше и лишь в предгорной полосе она несколько уменьшается. Развитие рельефа идет в направлении дальнейшего расчленения плоскогорья и уничтожения фрагментов древнего рельефа.

Для современной морфоскульптуры Алданского плоскогорья, как впрочем, и для всей Становой области, кроме широко развитых явлений гольцового морфогенеза (курумы, нагорные террасы и др.), характерны формы рельефа, созданные нивацией, солифлюкцией, наледями, термокарстом и карстом. Важнейшими же процессами современного экзогенного рельефообразования Становой геоморфологической области являются флювиальные и криогенно-склоновые.

3.5. СТРАНА ГОР И РАВНИН СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

На Северо-Востоке России основные площади заняты низкими и средневысотными горами. Лишь на севере у побережья морей Лаптевых и Восточно-Сибирское расположены низменные равнины. Преобладают низкие (до 1300 м) и средние (до 2500 м) горы. Только ряд хребтов и массивов поднимаются выше 2500 м. На всей территории преобладают мезозойские структуры, между которыми располагаются древние жесткие массивы (Колымский, Омолонский и др.). Тектонические структуры гор и равнин Северо-Востока России преобразуются преимущественно флювиальными и склоновыми процессами. Многолетнемерзлые породы распространены на всей территории и обеспечивают специфику проявления многих экзогенных процессов. Климат страны преимущественно холодный и достаточно влажный. Современное оледенение занимает очень незначительные площади. Небольшие ледники встречаются в Орулгане, нагорье Черского, на хр. Сунтар-Хаята [Геоморфологическое районирование..., 1980]. В периоды позднеплейстоценовых похолоданий (криохронов) оледенение в горных районах носило полупокровный характер и занимало большие площади.

Страна гор Северо-Востока России достаточно неоднородна по рельефу, физико-географическим условиям, современным и древним экзогенным процессам и разделена [Геоморфологическое районирование..., 1980] в пределах Республики Саха (Якутия) на пять провинций.

Верхоянско-Сунтархаятинская провинция представляет собой горное сооружение протяженностью 2000 км, высотой 2000–3000 м. В ней встречаются современные небольшие долинные и каровые ледники, а ее рельеф в значительной степени переработан древним позднеплейстоценовым долинным и полупокровным оледенением. Повсеместно распространены многолетнемерзлые породы. Провинция включает хребты Верхоянский и Сетте-Дабан, Сунтар-Хаята, Скалистый, Улахан-Бом, дельту Лены, кряж Чекановского на левобережье Лены. Верхоянская горная система включает несколько десятков хребтов, сложенных преимущественно песчанико-сланцевыми горными породами позднего палеозоя и мезозоя. Это преимущественно складчатые и складчато-надвиговые горы [Национальный атлас..., 2007] высотой 2400 м. Современный рельеф Верхоянской горной системы сформировался в результате расчленения тектонических поднятий речными долинами. Западный склон крутой и приурочен к древнему разлому, восточный – пологий. Водораздел рек смещен в восточном направлении в сторону Янского плоскогорья. Речные долины густой сетью расчленяют склоны Верхоянской вкрест простирания горной системы на глубину до 600 м [Баранова, Бискэ, 1964]. Современная морфоскульптура представлена горно-ледниковыми нивальными и мерзлотными формами, моренными, водно-ледниковыми аккумулятивными равнинами вдоль западного склона [Коржуев, 1965; Национальный атлас..., 2007]. В вершинном поясе хребтов наблюдается среднегорный эрозионно-денудационный альпинотипный рельеф с многочисленными карами, троговыми долинами и среднегорный рельеф с широким распространением поверхностей выравнивания [Баранова, Бискэ, 1964]. У подножия западных склонов расположены моренные валы, зандровые (водно-ледниковые) равнины.

Южнее и юго-восточнее Верхоянской горной системы находятся горные системы Сетте-Дабан и Сунтар-Хаята. Высоты их достигают 2000–3000 м. Хребет Сетте-Дабан относится к складчато-глыбовым возрожденным горам [Национальный атлас..., 2007]. Антиклинальные складки сложены нижепалеозойскими плотными известняками, синклинали выполнены сланцами [Баранова, Бискэ, 1964]. Они осложнены продольными разломами, сбросами и надвигами. Рельеф эрозионно-денудационный с комплексом горно-ледниковых, нивальных и мерзлотных форм. Самые высокие горные хребты Сетте-Дабан обладают резким альпийским ледниковым рельефом [Геоморфологическое районирование..., 1980]. Хребет Сунтар-Хаята вытянут с северо-запада на юго-восток, имеет высоту до 2959 м (гора Мус-Хая). Он расположен по краю докембрийского, сильно раздробленного Охотского кристаллического массива. На нем преобладает среднегорный альпинотипный рельеф на гранитных интрузиях и с бронированными вулканическими нагорьями [Баранова, Бискэ, 1964].

К Верхоянско-Сунтархаятинской провинции, помимо горных сооружений, отнесены кряж Чекановского и дельта р. Лены, являющиеся се-

верным продолжением Верхоянской горной системы [Геоморфологическое районирование..., 1980]. Кряж Чекановского характеризуется низкогорным и платообразным, дельта р. Лены – равнинным рельефом. Среди современных экзогенных процессов на территории провинции преобладают нивальные, криогенные, флювиальные, гравитационно-склоновые. Аккумулятивные процессы отмечаются в дельте р. Лены, в нижней части склонов и речных долинах.

Яно-Оймякон-Колымская провинция (Яно-Оймяконская горная область) имеет расчлененный плоскогорный рельеф. Возвышающиеся над уровнем междуречий хребты и горные массивы сложены гранитоидами [Геоморфологическое районирование..., 1980]. Она характеризуется меньшим, чем в горных районах, количеством осадков, очень низкими зимними температурами. В границах провинции выделяют Янское, Эльгинское, Оймяконское, Нерское плоскогорья. Абсолютные высоты возрастают с северо-запада на юго-восток – от 800 до 2340 м. Рельеф низкогорный, местами среднегорный, преобладающие высоты от 600 до 1400 м. Глубина эрозионного расчленения реками от 150 до 500 м. Максимальные отметки высот приурочены к осевой зоне хр. Тас-Кыстабыт (Сарычева) с ледниковыми формами рельефа. Повсеместно наблюдаются разнообразные формы рельефа, связанные с деятельностью многолетней мерзлоты. На водоразделах и склонах большие площади заняты курумами, активно протекает морозное выветривание, в долинах рек широко распространены наледи. Среди современных экзогенных процессов доминируют криогенно-склоновые, флювиальные, эрозионно-аккумулятивные.

Провинция горная система Черского (нагорье) протягивается с северо-запада на юго-восток на 1300 км и характеризуется чередованием субпараллельных хребтов, горных массивов, разделенных понижениями, впадинами, речными долинами. Вдоль осевой линии нагорья выражена полоса линейно вытянутых впадин [Геоморфологическое районирование..., 1980]. Хребты и горные массивы сложены магматическими породами (гранитами) и часто отделены от впадин разломами. В целом провинция включает в себя системы горных хребтов Черского и Момского, разделенных группой Момско-Селенняхских впадин. Горные сооружения выполнены преимущественно палеозойскими (ордовик–девон) карбонатно-сланцевыми и песчанико-сланцевыми породами верхоянского комплекса (триас–юра) [Морфоструктура..., 1986]. Эффузивные образования представлены меловыми липаритами, дацитами, андезитами, палеогеновыми базальтами [Там же]. Горная система по проявлению новейших движений и характеру преобладающих деформаций относится к глыбовым денудационно-тектоническим сооружениям, межгорные впадины – к грабенам и грабен-сиклинальным типам [Национальный атлас..., 2007].

Рельеф горной системы Черского отличается разнообразием. Выделяется среднегорный альпинотипный рельеф, мелкогорный грядовый, мелкокогорный с хорошо сохранившимися поверхностями выравнивания, равнинно-холмистый [Баранова, Бискэ, 1964]. Днища впадин выполнены отложениями различного генезиса, в том числе ледниковыми и флювиогляциальными. Рельеф горной системы преобразован преимущественно

ледниковыми, нивальными и криогенными древними и современными процессами. На хр. Улахан-Чистай в районе горы Победа (3147 м) отмечаются современные долинные и каровые ледники. Распространены кары, троговые долины, моренные валы. Плоские водоразделы и склоны хребтов покрыты курумами. Широко представлены разнообразные формы криогенного рельефа. В горных сооружениях – это пятна-медальоны, солифлюкционные и нагорные террасы. В долинах рек и котловинах формы рельефа представлены поймами и террасами, моренными валами, наледями. Ведущими современными экзогенными процессами на водоразделах и склонах являются криогенная десерпция, обвально-осыпные, солифлюкция, крип. В долинах рек протекают флювиальные и селевые процессы.

Провинция Яно-Индигиро-Колымская равнина расположена вдоль южного побережья морей Лаптевых и Восточно-Сибирское и включает Яно-Индигирскую, Колымскую и другие низменные равнины с плоским и пологоволнистым рельефом, плато Алазейское, Кондаковское, горные кряжи (Улахан-Сис и Полоусный). Эта равнина в структурном отношении соответствует Колымской плите или платформе [Геоморфологическое районирование..., 1980]. Широко распространены юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые отложения. К юрским относятся песчаники, алевролиты, туфоалевролиты, туфы, андезиты, базальты. Меловые и палеогеновые отложения представлены вулканогенными образованиями (гранитами, гранодиоритами, аплитами, гранит-порфирами). Палеогеновые и неогеновые пески, галечники, глины, алевролиты, бурые угли в пределах провинции образуют осадочный чехол платформы. На низменных равнинах они перекрыты морскими и континентальными четвертичными песчаными, глинистыми, галечниковыми, торфяными, озерными отложениями. Устойчивое погружение в течение почти всего кайнозоя привело к формированию огромных познечетвертичных озерно-аллювиальных равнин [Баранова, Бискэ, 1964].

К низменным равнинам относят Колымскую, Яно-Индигирскую, Омолойскую, Абыйскую, Ожогинскую и Анюйскую [Баранова, Бискэ, 1964]. Наклонные равнины высотой обычно 20–50 м. Отметки высот увеличиваются на юг до 100–120 м. Реки Яна, Колыма, Индигирка в устьевых частях формируют обширные аллювиальные равнины с большим количеством проток. На поверхности низменных равнин отмечается много замкнутых котловин различных размеров, занятых озерами. Образование котловин обусловлено термокарстовыми процессами или современной аккумуляцией [Геоморфологическое районирование..., 1980]. В формировании современного рельефа озерно-аллювиальной равнины, насыщенной конжеляционными и повторно-жильными льдами, активное участие принимают термокарстовые процессы [Баранова, Бискэ, 1964]. Активизация термокарста обусловливает расчленение низменных равнин озерными котловинами, западинами больших размеров и превращение их в озерно-аласную равнину.

Рельеф плато и горных кряжей Яно-Индигиро-Колымской равнины преимущественно денудационный плоскогорный, низкогорный, сопочный выположенный с поверхностями выравнивания [Геоморфологическое районирование..., 1980]. Преобладающие абсолютные высоты 300–500 м, максимальные – 754–1212 м. Наибольшие высоты характерны для участ-

ков отпрепарированных интрузий и лавовых плато, сложенных палеозойскими и мезозойскими гранитами, гранодиоритами, базальтами, трахибазальтами. На пониженных участках на дневную поверхность выходят осадочные породы юры, перми, девона. Для плато и кряжей ведущими экзогенными процессами являются морозное выветривание, гольцовая денудация, солифлюкция.

Юкагиро-Анюйская провинция плато и плоскогорий. В границах Республики Саха (Якутия) в нее входит Юкагирское плоскогорье. Оно расположено на междуречье Колымы и Омолона и имеет преобладающие высоты 700–1000 м. Ядром плоскогорья является Колымский срединный массив. В геологическом строении Юкагирского плоскогорья выделяются три структурных яруса. Нижний образован кристаллическими сланцами, гранитами, гнейсами протерозоя; средний – карбонатными породами нижнего и среднего палеозоя; верхний – осадочно-эффузивным комплексом перми, триаса и юры [Баранова, Бискэ, 1964]. Различное геологическое строение и разная литология пород обусловливают развитие разнообразных типов рельефа. В одних районах развивается среднегорный выровненный рельеф на сложнодислоцированном палеозойском и мезозойском фундаменте [Там же].

Юкагирское плоскогорье характеризуется складчато-глыбовой структурой, обусловленной сложной системой древних и молодых разломов и сбросов, образующих в краевой зоне Колымского массива горстообразные и интрузивные хребты и глубокие неотектонические впадины [Коржуев, 1965]. Рельеф плоскогорья – структурно-денудационный пологохолмистый, низкогорный с уплощенными вершинами и мягкими склонами [Морфоструктура..., 1986]. Преобладающие абсолютные высоты 500–800 м, максимальные – 960–1185 м. Большие площади его территории занимают поверхности выравнивания. Широкое распространение многолетнемерзлых пород в условиях сурового резко континентального климата обусловливает развитие криогенных, эрозионно-аккумулятивных, наледных процессов. В условиях низкогорного структурно-денудационного рельефа ведущими экзогенными процессами являются криогенное выветривание, солифлюкция. В речных долинах активно протекают эрозионно-аккумулятивные и наледные процессы. Образование мощных наледей на реках в течение зимы–весны ведет к расширению речных долин, формированию многорукавных русел, аккумуляции на поймах.

3.6. ЛАПТЕВСКО-ЧУКОТСКАЯ ШЕЛЬФОВАЯ СТРАНА

Шельфовая провинция Восточно-Сибирского моря включает в себя шельфово-островную область Новосибирских островов с двумя подобластями – **архипелаг Новосибирские острова и Новосибирский шельф** [Карта геоморфологического районирования..., 1985]. Новосибирский архипелаг состоит из группы островов: Котельный и п-ова Фаддеевский, которые сейчас соединены островами Земля Бунге, а также Новая Сибирь, Большой и Малый Ляховский, Столбовой и Бельковский. К северо-востоку от них расположены острова Де-Лонга (Беннета, Жохова, Вилькицкого, Генриетты и Жаннетты).

В тектоническом отношении Новосибирский архипелаг относится к Верхоянско-Колымской складчатой зоне. Коренные палеозойские и мезозойские породы, главным образом известняки, песчаники и сланцы дислоцированы и разбиты сбросами и разломами. Широко распространены нижнемеловые интрузии гранитов, гранодиоритов (о. Большой Ляховский и др.) и покровы базальтов, слагающих некоторые острова Де-Лонга (Беннета, Жохова, Вилькицкого).

Большая часть островов занята озерно-аллювиальными низменными равнинами и остаточными плато с отдельными возвышенными массивами (до высоты 300–370 м), представляющими собой в основном выходы гранитов [Коржуев, 1965]. Для плато (о-ва Котельный, Большой Ляховский, Бельковский и др.) характерен холмисто-грядовый или пологоволнистый денудационный рельеф. Обширные равнинные пространства заполнены рыхлыми четвертичными отложениями с мощными толщами ископаемых льдов и широким развитием мерзлотных процессов (термокарста, многолетнего и сезонного пучения). На Земле Бунге равнинная поверхность образована голоценовыми морскими террасами. На песчаных отложениях сформировалась арктическая пустыня с ярко выраженными эоловыми формами рельефа [Четвертичные отложения..., 1959].

Острова группы Де-Лонга характеризуются холмистым рельефом с высотами 300–400 м, обрывающимися в море крутыми уступами. На о. Беннета распространено несколько ледников, наиболее крупный из них – это ледниковый купол Э. Толля [Картушин, 1963].

Речная сеть в пределах архипелага в основном представлена малыми водными потоками и лишь восточную часть о. Котельный дренируют относительно крупные реки (Балыктах, Драгоценная и Воллосовича). Большие площади побережий, сложенные мощными толщами льда, разрушаются с катастрофической скоростью. При этом обнажаются скопления костей вымерших млекопитающих (мамонта, бизона и др.). Современное развитие островов характеризуется двумя противоположными тенденциями: наращиванием суши при тектонических поднятиях и регрессии моря (Земля Бунге) и сокращением площадей или полным исчезновением островов в условиях абразионно-термического разрушения берегов, сложенных льдами (бывшие острова Васильевский и Семеновский).

Глава 4

КЛИМАТ: СТРУКТУРА И ДИНАМИКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН НА АЗИАТСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ЗА 1975–2012 гг.

Процессы формирования климата сложны и многообразны и во многом взаимосвязаны. Изменения климата могут быть следствием не только естественных причин, но и человеческой деятельности. Данные наблюдений позволяют оценивать изменения климата как результат совместного влияния естественных и антропогенных факторов.

Наиболее важными климатическими величинами являются температура воздуха у поверхности земли, величина атмосферного давления и атмосферные осадки в качестве индикаторов состояния и изменения климата [Груза, Ранькова, 2006, 2009].

По оценкам, приведенным в докладе [МГЭИК: Изменение климата, 2007], за 1906–2005 гг. повышение глобальной температуры составило около 0,74 ± 0,18 °С. Однако во временном ряду температуры обнаруживается значительная неоднородность во времени и пространстве. Например, в некоторых регионах даже происходило похолодание, которое отмечалось вплоть до 90-х годов XX в. [Шерстюков, 2008; Заявление ВМО..., 2009]. В последние годы произошли изменения как в структуре тренда среднегодовой глобальной температуры воздуха, так и в региональных трендах температуры.

Потепление климата на территории России оказалось больше глобального. После 1970 г. тренд потепления составил около 0,4 °С/10 лет. Потепление было более заметно зимой и весной. Наиболее интенсивно оно происходило к востоку от Урала [Груза, Ранькова, 2009]. Данные по климатической изменчивости на территории России с выделением европейского и восточного регионов приведены в работе [Оценочный доклад..., 2008]. Оценки линейных трендов температуры за 1976–2006 гг. состави-

ли для среднегодовых температур 0,43 °С/10 лет для России в целом и 0,32 °С/10 лет для Западной Сибири. В регионах, расположенных к востоку от Западной Сибири, скорость потепления соответствует 0,40–0,46 °С/10 лет.

Межгодовая изменчивость температуры и давления на азиатской территории России (АТР) во второй половине XX в. рассмотрена в работах И.И. Ипполитова и др. [2004, 2008]. В последней из них приведены результаты исследования межгодовой изменчивости температуры, давления и осадков на АТР за 1975–2005 гг. Установлено, что для среднегодовых значений температуры положительный тренд составил 0,34 °С/10 лет при среднеквадратичном отклонении 0,20 °С/10 лет. Среднегодовое давление изменялось со скоростью –0,22 гПа/10 лет при среднеквадратичном отклонении 0,17 гПа/10 лет. Для осадков выявлена тенденция к их снижению как в отдельные календарные месяцы, так и за год в целом, однако значения линейных трендов статистически незначимы.

Г.М. Виноградовой, Н.Н. Завалишиным, В.И. Кузиным [2000] установлено, что за 1901–1996 гг. температура воздуха в Сибири увеличилась на 1 °С. Потепление значительнее на юге, чем на севере территории, и проявляется преимущественно в весенний и зимний сезоны.

Региональные особенности основных климатических параметров Предбайкалья (51–64° с.ш., 95–119° в.д.) подробно проанализированы Н.Н. Густокашиной [2003].

Результаты исследования поведения климатических величин в начале XXI в. приведены в ряде работ [Переведенцев, 2009; Комаров и др., 2010; Доклад..., 2012]. Согласно Б.Г. Шерстюкову, Р.С. Салугашвили [2010], в последнее десятилетие (1999–2009 гг.) область положительных трендов расширилась и продвинулась к полюсу, при этом высокие положительные тренды наблюдаются над Северным Ледовитым океаном и Сибирью. В Монголии и Китае положительные тренды ослабли (менее 0,5 °С/10 лет). Зафиксировано значительное похолодание климата на севере Канады (–1,5 °С/10 лет), а также появление обширных областей с отрицательными трендами (–0,5 °С/10 лет), которые охватывают большую часть Северной Америки и прилегающие части Атлантического и Тихого океанов в средних широтах. Замедление процесса потепления в зимний период в начале XXI в. отмечается в пограничном слое над Западной Сибирью, а также для АТР и России в целом [Доклад..., 2012].

Изложенное выше говорит о том, что региональный отклик на глобальное изменение климата обладает существенной пространственно-временной неоднородностью, и необходимы усилия, направленные на выяснение причин, вызывающих такую неоднородность.

4.1. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для вычисления полей температуры использовались ежесуточные данные наблюдений на 454 станциях, расположенных к востоку от Урала и в северных районах Казахстана, Монголии, Китая (центр распределения данных NOAA, ftp://ftp.cdc.noaa.gov) за 1982–2012 гг. (рис. 4.1). Исполь-

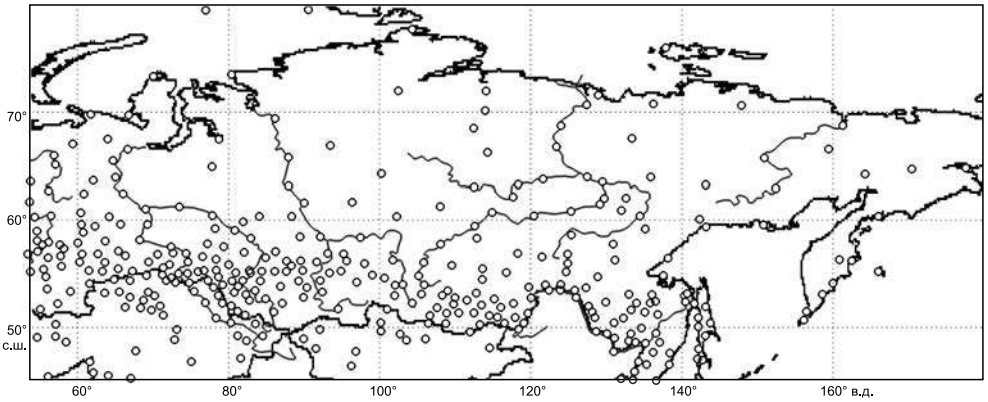


Рис. 4.1. Расположение метеорологических станций на АТР и сопредельных территориях.

зование станций наблюдения Казахстана, Монголии и Китая было необходимо для правильного воспроизведения метеорологических полей на южной границе АТР.

По суточным значениям рассчитывали среднемесячные климатические величины по методике, описанной И.И. Ипполитовым, М.В. Кабановым, С.В. Логиновым, Е.В. Харюткиной [2008]. Поскольку данные в силу различных причин содержат пропуски, то расчет среднемесячных величин проводили для тех месяцев, для которых количество пропусков в данных (за месяц) не превышало 5. Далее для каждой станции по среднемесячным величинам вычисляли их среднегодовые значения и тренды. Последние находили для рядов среднемесячных величин с пропусками не более 2 лет на 30-летнем интервале. Для устранения влияния пространственной неоднородности месторасположения метеорологических станций осуществлялась пространственная интерполяция рассчитанных среднегодовых значений величин и их трендов на сетку $1 \times 1°$ по алгоритму обыкновенного крайгинга. Полученные таким образом поля величин приводятся на картах, показывающих их пространственное распределение. Площадные оценки (такие, как средние по территории), связанные с пространственным распределением какой-либо величины, вычисляли в равноплощадной проекции, в которой отсутствуют искажения площадей. По полученным величинам в узлах сетки рассчитывали выборочную плотность вероятности $p_x(x)$ с последующим расчетом выборочной функции распределения $F_x(x)$.

На рис. 4.2, *а* приведена карта среднегодовых температур воздуха, усредненных по интервалу 1982–2012 гг. При расчете функций распределения и плотностей вероятностей и вытекающих из них численных оценок учитывались только узлы сетки, расположенные на АТР. Оценка медианы распределения величины далее обозначается как арифметическое среднее.

В качестве характеристик тенденции изменения величин рассчитывали коэффициенты линейного тренда с применением робастных алгоритмов оценивания.

Поскольку азиатская территория России характеризуется большим разнообразием рельефа поверхности и атмосферных процессов, протекающих на ней, для более детального исследования территории в соответствии с делением, предложенным в “Оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации” [2008], были выбраны регионы Западной, Средней и Восточной Сибири, Приморья, а также Предбайкалья и Забайкалья.

4.2. ПОЛЕ ТЕМПЕРАТУР

Характерная черта распределения среднегодовой температуры по территории Сибири и Дальнего Востока – ложбина холода, меридионально ориентированная с Северного Ледовитого океана на юг до 60° с.ш. с осью вдоль 140° в.д. (рис. 4.2, *а*).

На севере континента ложбина проходит вдоль хребтов Верхоянский и Черского. Наличие долины между этими хребтами и их меридиональная ориентация позволяют беспрепятственно проникать на континент холодному воздуху с Северного Ледовитого океана и формировать очаг холода. Отчетливо выделяется зона сгущения изотерм, ориентированная от Новой Земли на юго-восток до ложбины холода. Оси сгущения изотерм можно рассматривать как местоположения климатических фронтов. Причем до 120° в.д. зона сгущения изотерм размыта, это говорит о том, что в районах Западной и Средней Сибири отмечаются арктическая, полярная и тропическая воздушные массы. В районах, расположенных восточнее 120° в.д., наблюдаются в основном устойчивые арктическая и тропическая воздушные массы. К западу от оси ложбины холода изотермы ориентированы с северо-запада на юго-восток, в то же время как к востоку – на северо-восток. Иначе говоря, с запада на восток вдоль широты вплоть до ложбины холода температура воздуха понижается, далее к востоку она растет.

Как известно, среднегодовая температура воздуха над Атлантическим и Тихим океанами выше, чем на континенте. Это позволяет сделать вывод о том, что ось ложбины является некоторой демаркационной линией, разделяющей влияние этих океанов на среднегодовую температуру воздуха. Влияние Северного Ледовитого океана распространяется с севера до центральной изотермы фронтальной зоны. В среднем за рассматриваемый интервал 89 % территории находилось в зоне отрицательных среднегодовых температур и лишь 11 % в зоне нулевых либо положительных температур.

В зимнее время, когда поступающая на территорию солнечная радиация минимальна, значительную роль в формировании климата играют циркуляционные процессы. В связи с этим территория Европы и значительная часть Западной Сибири находятся под влиянием западного переноса с Северной Атлантики, в то время как над Восточной Сибирью располагается устойчивый антициклон, приводящий к нарушению зональности в распределении температуры. Он формируется как за счет радиационного выхолаживания подстилающей поверхности и прилегающего к ней слоя воздуха, так и за счет динамических факторов орографических условий, причем последние играют важную роль. Высокие горные хребты на юге Сибири и в Центральной Азии, горные цепи на востоке Сибири препят-

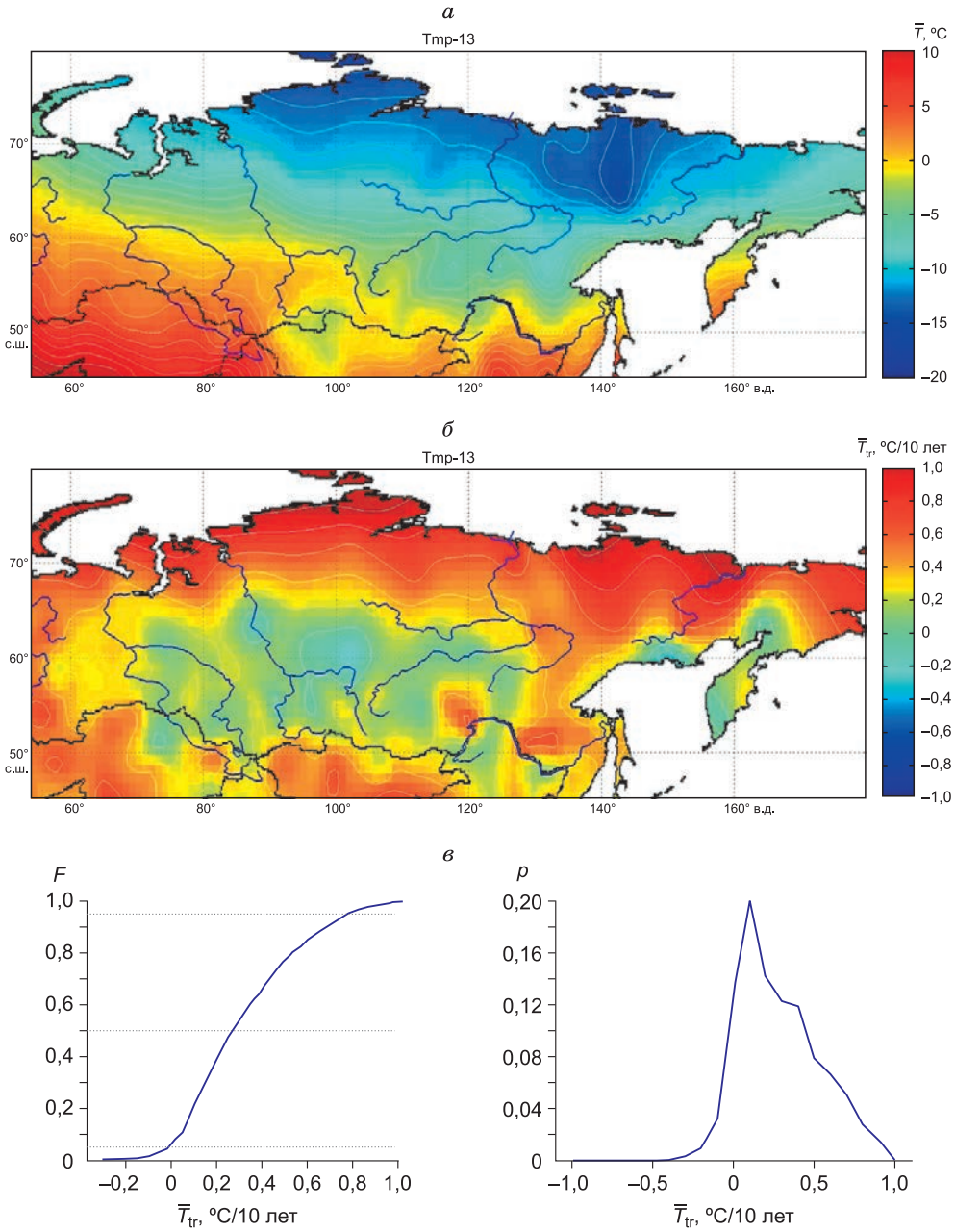


Рис. 4.2. Характеристики поля среднегодовой температуры $\left(\overline{T}\right)$ на АТР за период 1982–2012 гг.:

а – распределение $\overline{T}$; *б* – распределение $\overline{T_{tr}}$; *в* – выборочная функция распределения (*F*) и плотность вероятности (*p*) для $\overline{T_{tr}}$.

ствуют воздушным течениям и обмену воздуха с прилегающими районами океана, а также растеканию плотного холодного воздуха. Кроме того, развитию мощного антициклона способствуют беспрепятственно поступающие с севера массы арктического воздуха.

Зимний антициклон над Восточной Сибирью (Сибирский максимум), являющийся чрезвычайно устойчивым по частоте образования, способствует формированию полюса холода в районе Верхоянска–Оймякона. Поскольку в этом районе наблюдается сочетание слабых ветров и малой облачности, которые приводят к сильному радиационному выхолаживанию, а расположенные на территории Якутии как в меридиональном, так и в широтном направлении горные хребты препятствуют проникновению в данный район теплого воздуха.

На рис. 4.2, *б* показана карта распределения линейных трендов среднегодовой температуры, а рис. 4.2, *в* – статистика трендов, выраженная через их функции распределения и плотность вероятности. Из этих рисунков следует, что в рассматриваемый временной интервал потеплением была охвачена практически вся (~95 %) азиатская часть России. Средняя скорость потепления (см. рис. 4.2, *в*) составила 0,27 °С/10 лет при таком же среднеквадратичном отклонении (0,27 °С/10 лет). Распределение скорости потепления по территории (см. рис. 4.2, *б*) неравномерно. Более быстрыми, чем средний, темпами потепление происходит в северной части АТР, преимущественно над п-овом Таймыр и в северо-восточной части Якутии.

Рассмотрим теперь внутригодовую динамику распределения трендов температуры для исследуемой территории. Принято считать [Мелешко и др., 2008], что наибольшие темпы потепления в умеренных широтах Северного полушария проявляются в зимне-весенний период. На рис. 4.3 представлены карты распределения температурных трендов для всех календарных месяцев, а на рис. 4.4 – соответствующие плотности вероятности. Эти рисунки, а также вычисленные для каждого месяца функции распределения (не приводятся) позволяют дать достаточно полную картину температурных изменений при переходе от одного месяца к другому.

В январе на азиатской территории России протекают разнонаправленные процессы. Потепление происходит на севере Средней Сибири и в Приморье, похолодание – в центральной и южной частях Западной Сибири и на Чукотке (см. рис. 4.3), при этом потеплением охвачено 55 % территории. Плотность распределения вероятностей имеет многомодовый характер (см. рис. 4.4) и занимает широкую область изменения трендов: от –3 °С/10 лет до +3 °С/10 лет. Среднее по территории значение тренда $\left(\overline{T_{tr}}\right)$ составляет –0,21 °С/10 лет при среднеквадратичном отклонении σ_{tr} = = 1,24 °С/10 лет. Февраль является лидером по темпам похолодания, которое происходит почти на 90 % территории. В этом месяце наблюдавшееся потепление на севере Западной и Средней Сибири сменяется слабым похолоданием. Распределение плотности вероятности трендов становится близко к нормальному, его ширина уменьшается и смещается в отрицательную область; для февраля характерны: $\overline{T_{tr}}$ = 0,53 °С/10 лет и σ_{tr} = 0,40 °С/10 лет.

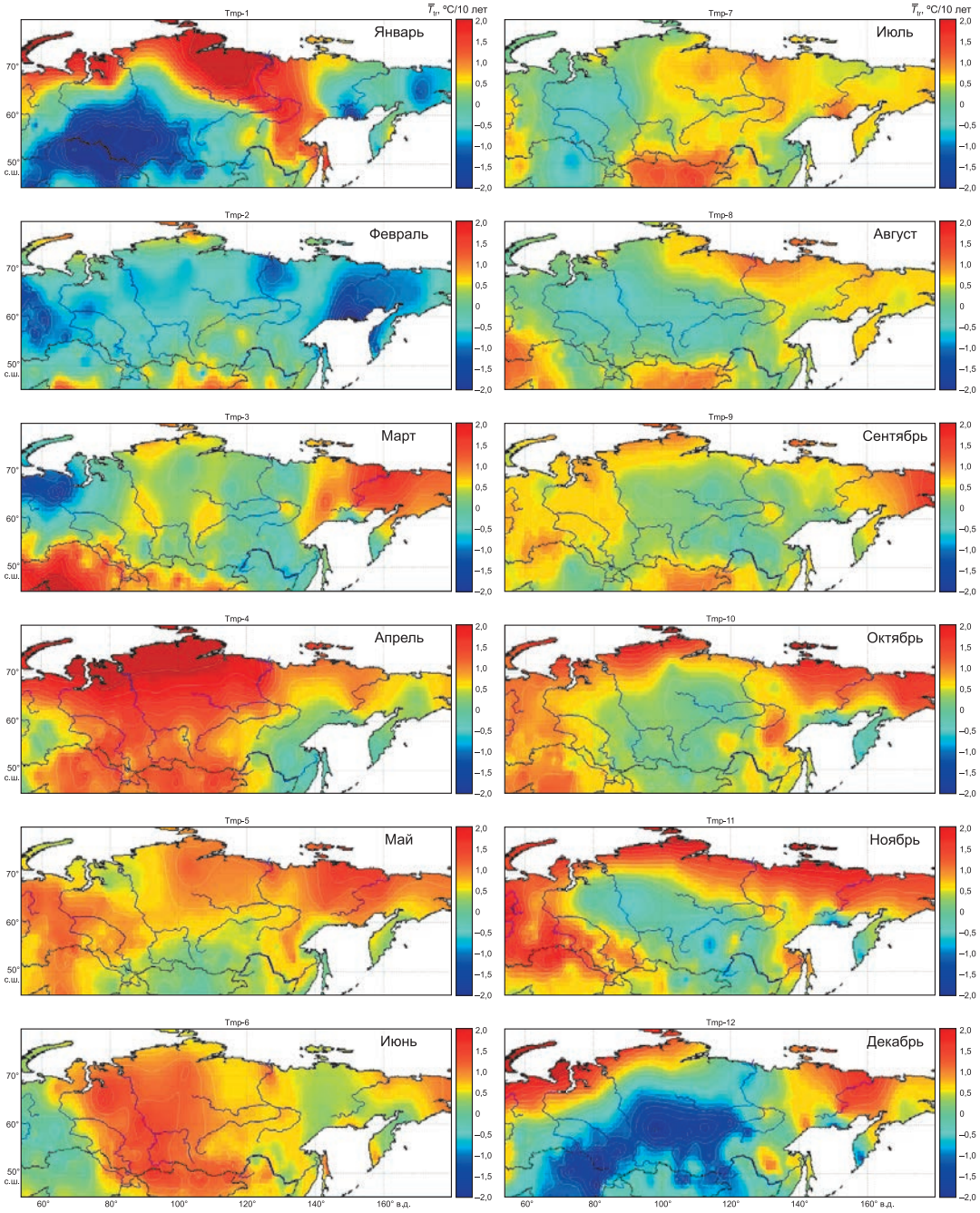


Рис. 4.3. Распределение трендов температуры $\left(\overline{T_{\text{tr}}}\right)$ на АТР за календарные месяцы в период 1982–2012 гг.

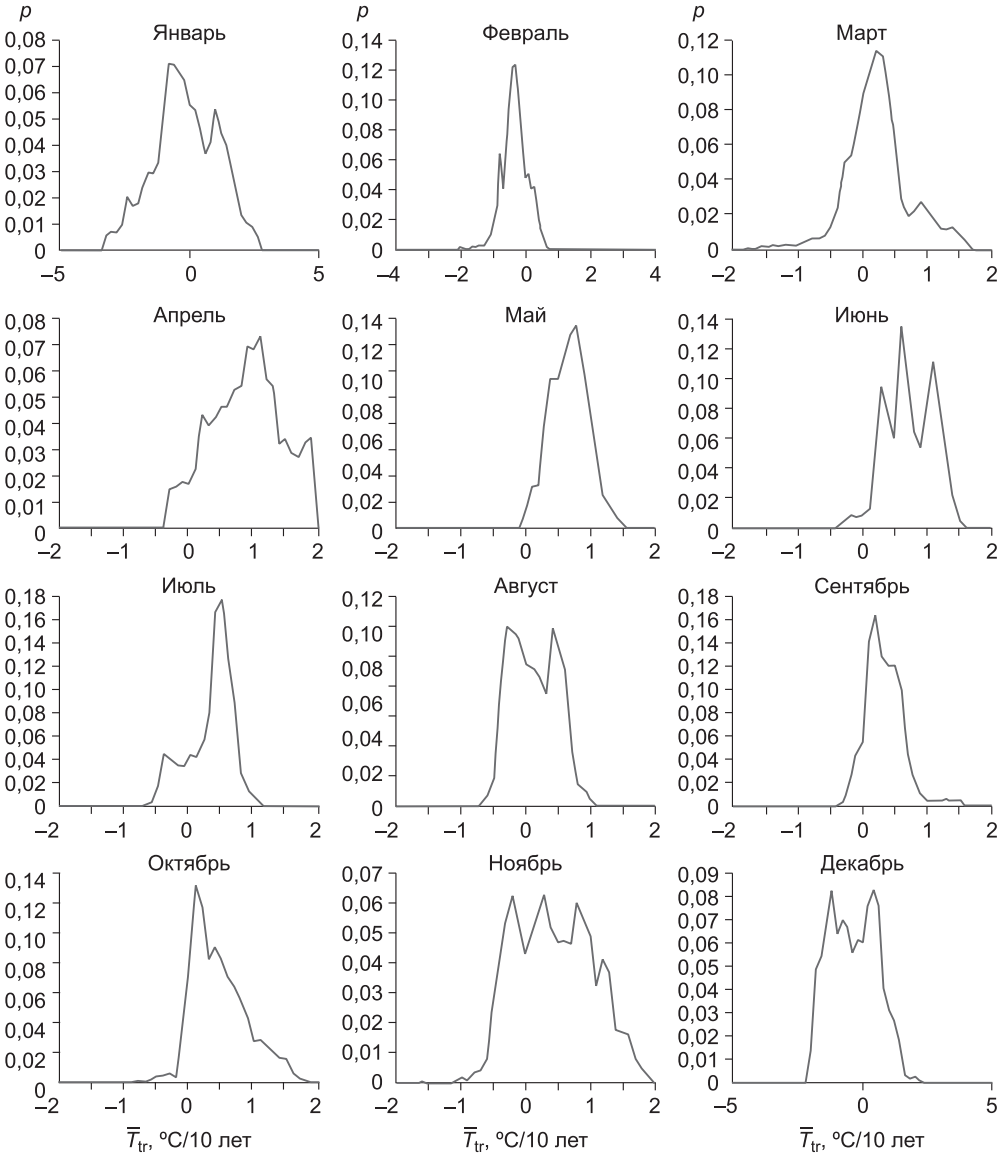


Рис. 4.4. Плотность распределения трендов температуры $\left(\overline{T_{tr}}\right)$ на АТР за календарные месяцы в период 1982–2012 гг.

В марте потеплением охвачено около 70 % территории, причем похолодание Чукотки сменяется достаточно интенсивным потеплением. Ширина распределения плотности вероятности увеличивается и находится преимущественно в области положительных трендов, для этого месяца характерны: $\overline{T_{tr}}$ = 0,18 °C/10 лет, σ_{tr} = 0,52 °C/10 лет. В апреле кривая распределения плотности вероятности еще больше смещается в направлении положительных трендов, так что потеплением охвачено уже 95 % территории

и его темпы оказываются самыми высокими среди всех месяцев. Такое смещение вызвано появлением обширных областей потепления в Западной и Средней Сибири. Это приводит к оценкам $\overline{T_{tr}}$ = 0,97 °С/10 лет при σ_{tr} = 0,61 °С/10 лет. В мае процесс потепления охватывает практически всю АТР. Процесс похолодания в апреле на Дальнем Востоке сменился процессом потепления. Над Уралом темпы потепления усилились, в то время как над дельтой Оби потепление стало ослабевать. На остальной территории характер изменения температуры преимущественно сохраняется. Оценки для мая – $\overline{T_{tr}}$ = 0,71 °С/10 лет, σ_{tr} = 0,29 °С/10 лет – являются одними из самых высоких в годовом ходе.

В июне над АТР ситуация сохраняется, однако наметилось слабое охлаждение над регионом Западной Сибири, которое усиливается в июле, и в зоне положительных трендов уже оказывается 80 % территории. В августе по-прежнему преобладает процесс потепления (~55 % территории), однако область похолодания становится обширней и занимает практически всю центральную часть АТР. Во всех случаях кривые распределения находятся преимущественно в области положительных трендов (см. рис. 4.4), но от июня к августу происходит постепенное смещение кривой в сторону отрицательных значений. Поэтому темпы потепления для этих месяцев оказываются различными: для июня $\overline{T_{tr}}$ = 0,72 °С/10 лет, σ_{tr} = = 0,35 °С/10 лет, для июля $\overline{T_{tr}}$ = 0,44 °С/10 лет, σ_{tr} = 0,34 °С/10 лет, для августа $\overline{T_{tr}}$ = 0,12 °С/10 лет, σ_{tr} = 0,36 °С/10 лет.

Сентябрь и октябрь оказываются очень схожими по распределению плотности вероятности (см. рис. 4.4). Кривые находятся практически полностью в области положительных значений трендов, обеспечивая потепление в каждом из месяцев на 90 и 95 % АТР соответственно. Темпы потепления для сентября – $\overline{T_{tr}}$ = 0,33 °С/10 лет, σ_{tr} = 0,28 °С/10 лет, для октября – $\overline{T_{tr}}$ = 0,41 °С/10 лет, σ_{tr} = 0,44 °С/10 лет. Ноябрь характеризуется контрастами в поведении температурных трендов. Около 75 % территории в этом месяце нагревается, остальная часть – охлаждается. Область охлаждения наблюдается в центральной части АТР, распространяясь на юго-восток, достигает района Байкала. Интенсивное потепление происходит в северной части остальной территории и над регионом Западной Сибири (см. рис. 4.3). Темпы как нагревания, так и охлаждения можно оценить из распределения плотности вероятности, которое становится широким (см. рис. 4.4), занимая область трендов от –1 °С/10 лет до +2 °С/10 лет. Средние по площади оценки трендов для ноября составляют $\overline{T_{tr}}$ = 0,41 °С/10 лет, σ_{tr} = 0,61 °С/10 лет.

Декабрь – это месяц, когда на АТР происходят разнонаправленные чередования трендов потепления и похолодания, причем последнее преобладает (~60 % территории). Средняя оценка для территории в этом месяце составляет $\overline{T_{tr}}$ = –0,35 °С/10 лет при σ_{tr} = 0,92 °С/10 лет.

Средние по территории температуры и их тренды для отдельных календарных месяцев и года в целом приведены в табл. 4.1, из данных которой следует, что, за исключением зимних месяцев, в основном по террито-

рии доминирует процесс потепления. Тенденция уменьшения температуры в январе и феврале наблюдается лишь в последние годы, так как с 1975 по 2005 г. процесс потепления преобладал практически во все месяцы года. Из результатов одностороннего теста нулевой гипотезы при 0,1 следует, что оценки трендов оказываются значимыми для февраля, апреля, мая, июня, июля и сентября.

Таким образом, можно сделать вывод, что в целом на азиатской территории России процесс потепления доминирует преимущественно в теплый период года, в то время как для зимних месяцев характерен процесс похолодания.

4.3. ПОЛЕ ДАВЛЕНИЯ

Характеристики изменчивости поля давления за 1982–2012 гг., которое формируется на рассматриваемой территории под сильным влиянием зимнего Сибирского антициклона, представлены на рис. 4.5. Центр его располагается над Монгольским плато, а гребень простирается в северо-восточном направлении, образуя самостоятельное ядро, расположенное восточнее хр. Черского. И.И. Мохов, В.К. Петухов [2000] рассмотрели динамику Сибирского антициклона и показали, что начиная с середины 1960-х годов наблюдался рост давления в его центре, а также проявлялась достаточно четкая тенденция сдвига долготы центра на запад. Рост давления в центре Сибирского максимума после 1960-х годов отмечен также в работе Н.В. Вакуленко, А.С. Монина, Ю.А. Шишкова [2000]. По нашим данным, среднегодовое давление по территории за исследуемый промежуток времени составило 1016 гПа. Будем считать эту изобару пограничной, выделяющей на территории зону влияния Сибирского максимума. Расчеты функции распределения для среднегодового давления показали, что этой зоной охвачено примерно 60 % АТР.

На северо-западе АТР и вдоль тихоокеанского побережья выделяются зоны относительно низких ($P < 1016$ гПа) давлений. Первая из них обусловлена влиянием Исландского минимума, вторая – Алеутского. Таким образом, поле давления на азиатской территории России формируется под влиянием трех центров действия атмосферы Северного полушария: Сибирского максимума и Исландского и Алеутского минимумов. В связи с этим отметим, что давление в центре Исландского минимума участвует в определении индекса NAO (North Alantic Oscillation), а давление на территории, над которой существует Алеутский минимум, – в определении тихоокеанского индекса NP (North Pacific).

С этой точки зрения становится понятной физическая основа дальних связей этих индексов с колебаниями температуры во внетропических широтах Северного полушария.

В годовом ходе максимальное среднее по территории давление реализуется в январе: $\overline{P} = 1025{,}5$ гПа и $\sigma = 6{,}1$ гПа; минимальное – в июле: $\overline{P} = 1007{,}5$ гПа и $\sigma = 1{,}6$ гПа.

Сибирский антициклон начинает формироваться в сентябре ($P \sim$ ~ 1017 гПа), достигает максимального развития в январе ($P \sim 1050$ гПа) и

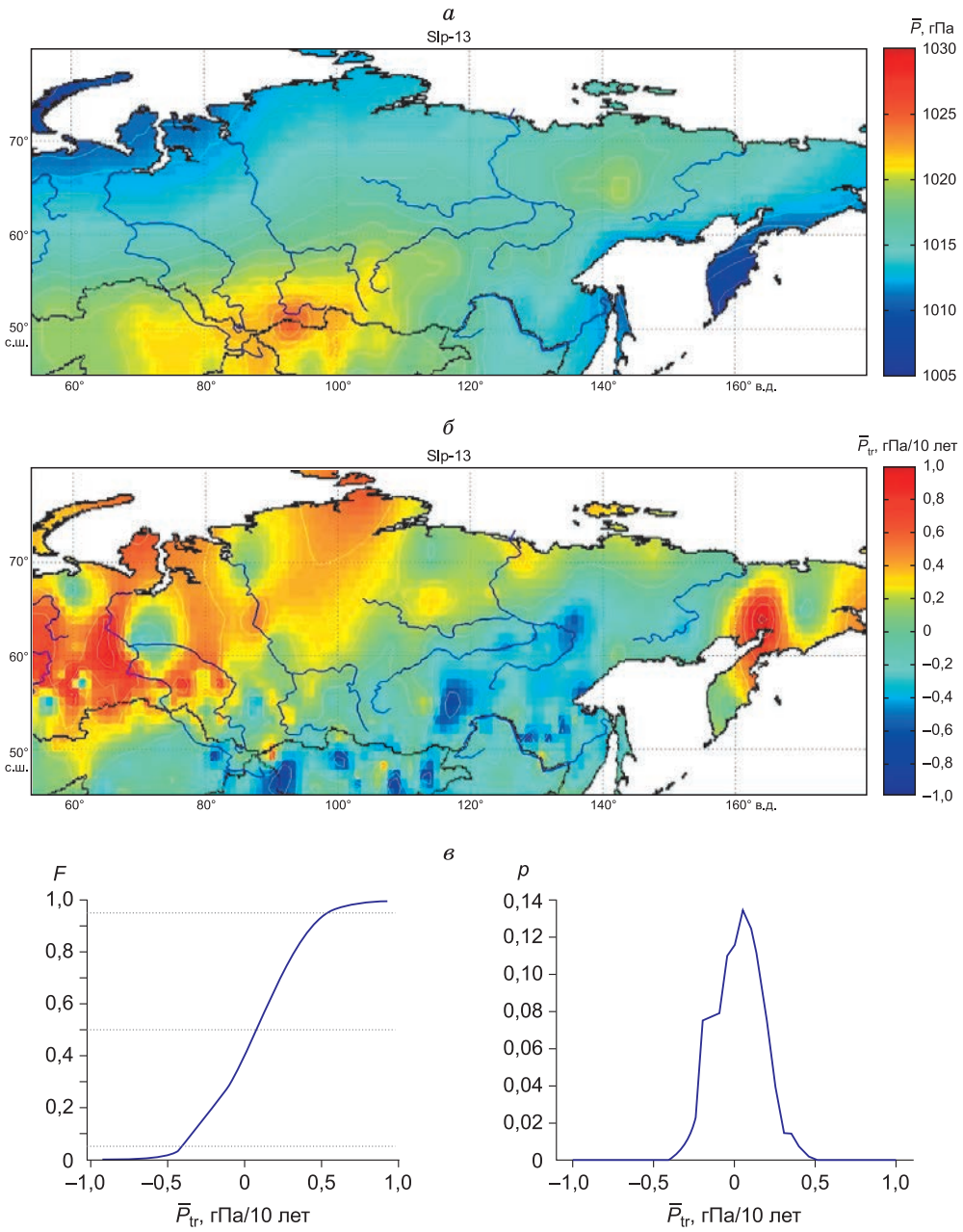


Рис. 4.5. Характеристики среднегодового давления $\left(\overline{P}\right)$ по АТР за период 1982–2012 гг.:

а – распределение $\overline{P}$; *б* – распределение $\overline{P_{tr}}$; *в* – выборочная функция распределения (*F*) и плотность вероятности (*p*) для $\overline{P_{tr}}$.

разрушается в апреле–мае. К июлю на его месте образуется обширная депрессия (P ~ 1003 гПа), захватывающая юго-восточную часть АТР.

Карта трендов среднегодового давления (см. рис. 4.5, *б*) показывает чередование по территории очагов с положительными и отрицательными трендами среднегодового давления, причем первые преобладают как по охвату территории, так и по абсолютным величинам. Более конкретную картину дают функция распределения вероятности и кривая плотности распределения, представленные на рис. 4.5, *в*. Видно, что области положительных трендов давления охватывают 60 % рассматриваемой территории со средней оценкой $\overline{P_{tr}}$ = 0,08 гПа/10 лет и σ_{tr} = 0,29 гПа/10 лет. Рост давления преимущественно наблюдается на западе и северо-западе территории.

На рис. 4.6 приведены поля линейных трендов давления приземного воздуха на АТР за 1982–2012 гг. для отдельных календарных месяцев, а на рис. 4.7 – соответствующие распределения плотностей вероятности.

Характерная черта поля трендов давления в январе – наличие обширной области значительного роста давления над территорией Западной Сибири с центром над Уралом, а также несколько меньшего на Чукотке. Эти процессы сопровождают представленный на рис. 4.3 процесс интенсивного похолодания на этой территории в том же месяце, для которого в целом для АТР имеем оценки: $\overline{P_{tr}}$ = 1,78 гПа/10 лет и σ_{tr} = 1,17 гПа/10 лет. Давление растет практически на всей территории, за исключением региона Приморья. В феврале тренд давления на Чукотке сменяется на противоположный, а над Обской губой сохраняется небольшая область роста. В этом месяце $\overline{P_{tr}}$ = –0,72 гПа/10 лет, σ_{tr} = 1,01 гПа/10 лет, а кривая плотности вероятности смещается в сторону отрицательных значений тренда (см. рис. 4.7). Это же характерно и для марта. В целом по территории $\overline{P_{tr}}$ = –0,58 гПа/10 лет и σ_{tr} = 1,02 гПа/10 лет, причем давление падает практически повсеместно (~85 % территории), но наибольшее понижение наблюдается на западе АТР, над Уралом. В апреле тенденция к снижению давления сохраняется преимущественно по северу территории. Очаги слабого положительного тренда располагаются на ее юго-востоке. В целом для апреля – $\overline{P_{tr}}$ = –0,44 гПа/10 лет и σ_{tr} = 0,44 гПа/10 лет. Для мая характерно распределение по территории разнонаправленных трендов (см. рис. 4.7). Однако преобладает рост давления ($\overline{P_{tr}}$ = 0,27 гПа/10 лет, σ_{tr} = 0,44 гПа/10 лет), который отмечается в юго-восточной части Западной Сибири, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке и охватывает 75 % территории (см. рис. 4.6).

В июне кривая распределения плотности вероятности трендов смещается в область отрицательных значений (см. рис. 4.7), падение давления по территории практически повсеместное, $\overline{P_{tr}}$ = –0,80 гПа/10 лет и σ_{tr} = 0,30 гПа/10 лет.

Июль и август демонстрируют схожие тенденции в распределении поля трендов давления по территории: падение давления преобладает на ~60 % региона, область слабых положительных трендов располагается в западной части АТР, а область столь же слабых отрицательных трендов – над п-овом Таймыр и в Восточной Сибири.

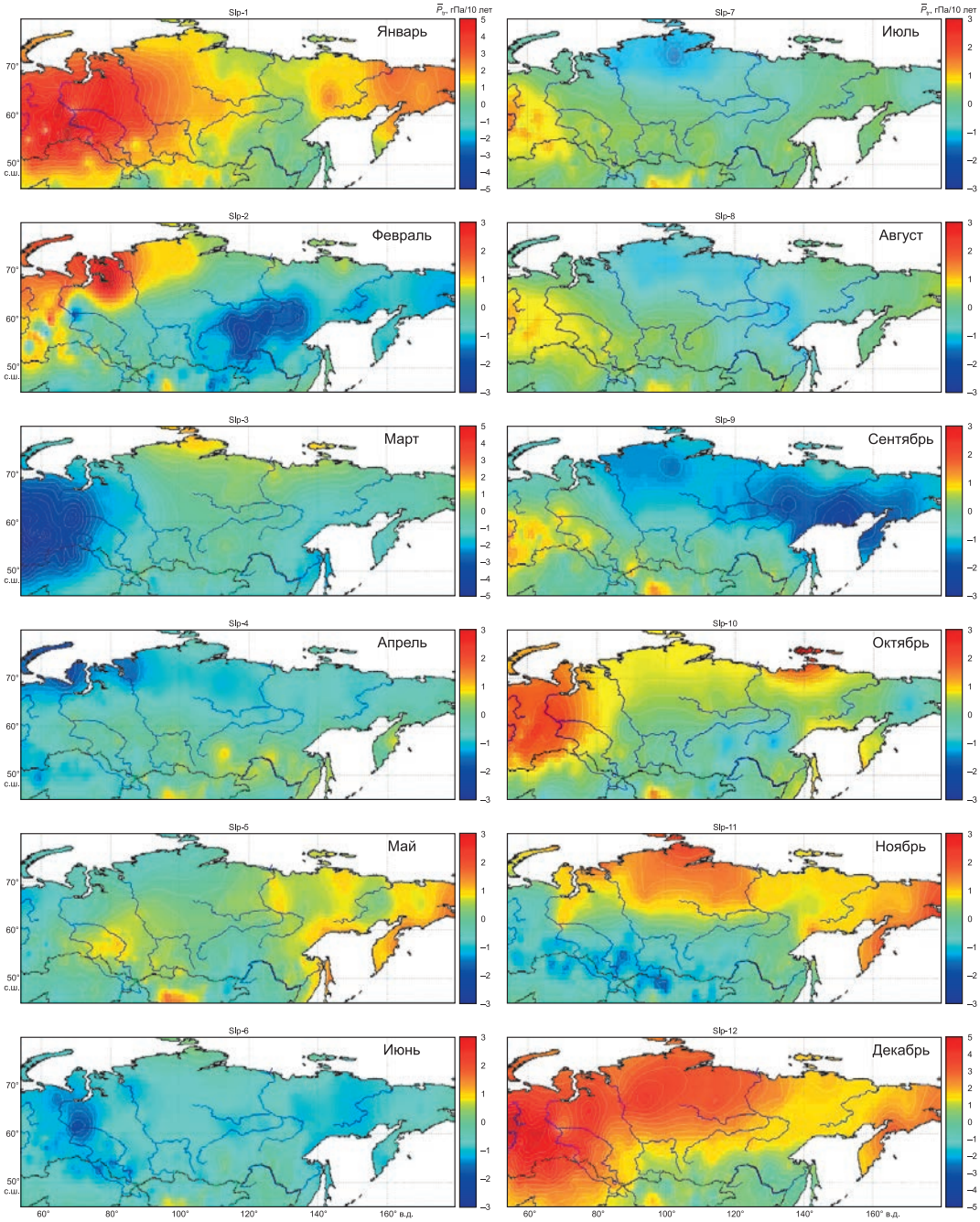


Рис. 4.6. Распределение трендов давления $\left(\overline{P_{\text{tr}}}\right)$ на АТР за календарные месяцы в период 1982–2012 гг.

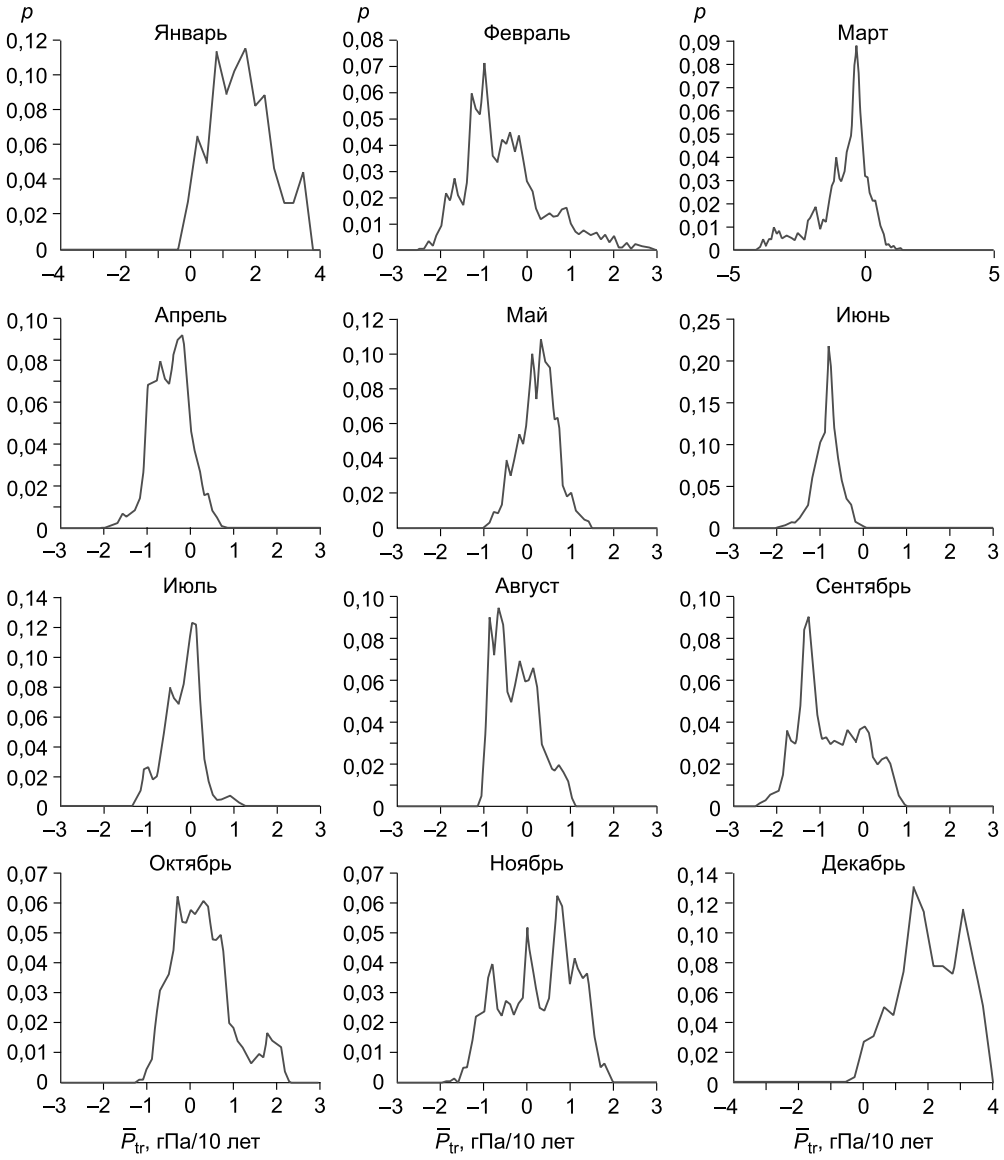


Рис. 4.7. Плотность вероятности (*p*) распределения трендов давления $\left(\overline{P_{tr}}\right)$ на АТР за календарные месяцы в период 1982–2012 гг.

Несмотря на то что в сентябре наблюдается наибольшая величина отрицательного тренда давления ($\overline{P_{tr}}$ = –0,98 гПа/10 лет и σ_{tr} = = 0,71 гПа/10 лет), в область падения давления попадают только 80 % территории, так как на западе региона по-прежнему сохраняется область роста. Однако в октябре ситуация меняется на противоположную, а кривая плотности вероятности находится преимущественно в области положительных значений (см. рис. 4.7). В ноябре и декабре в целом по терри-

тории преобладает тенденция к росту давления. В ноябре крупный очаг положительных трендов формируется на севере Средней Сибири, а в декабре он распространяется на всю Западную Сибирь и на всю северную часть АТР. Это самый высокий средний по региону положительный тренд давления среди всех календарных месяцев ($\overline{P_{tr}}$ = 1,99 гПа/10 лет и σ_{tr} = = 1,01 гПа/10 лет), причем рост давления происходит практически повсеместно. Преобладающие величины положительных трендов можно определить из кривых определения плотности вероятности, приведенных на рис. 4.7.

4.4. ТЕНДЕНЦИИ ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ НА АЗИАТСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Оценка тенденций изменчивости климата в конце XX и начале XXI веков сделана нами путем сравнения оценок изменчивости температуры и давления на АТР для двух временных интервалов: 1975–2005 и 1982–2012 гг. Соответствующие данные приведены в табл. 4.1, из которой видно, что при переходе от первого интервала ко второму произошли заметные вариации в усредненных по территории скоростях изменения температуры и давления. Положительные тренды среднегодовой температуры во втором интервале несколько уменьшились и стали статистически незначимыми. Наиболее существенные изменения наблюдаются в зимние месяцы (декабрь–февраль). Для них, как следует из табл. 4.1, произошел

Таблица 4.1

Сезонный ход температуры $(\overline{T})$ и давления $(\overline{P})$, их линейных трендов $(\overline{T_{tr}})$ и $(\overline{P_{tr}})$ для АТР на интервалах 1975–2005 и 1982–2012 гг.

Месяц	1975–2005 гг.				1982–2012 гг.			
	$\overline{T}$, °C	$\overline{P}$, гПа	$\overline{T_{tr}}$, °C/10 лет	$\overline{P_{tr}}$, гПа/10 лет	$\overline{T}$, °C	$\overline{P}$, гПа	$\overline{T_{tr}}$, °C/10 лет	$\overline{P_{tr}}$, гПа/10 лет
Январь	–27,9	1024,5	0,27	–0,19	–27,73	1025,5	–0,21	**1,78**
Февраль	–24,7	1023,1	0,51	**–0,97**	–24,45	1022,7	**–0,53**	–0,72
Март	–15,9	1020,1	**0,65**	–0,75	–15,57	1020,0	0,18	–0,58
Апрель	–5,2	1015,0	0,23	–0,40	–5,34	1014,5	**0,97**	–0,44
Май	4,4	1011,5	**0,55**	–0,06	4,75	1011,9	**0,71**	0,27
Июнь	13,0	1008,3	**0,35**	–0,49	13,34	1008,2	**0,72**	**–0,80**
Июль	16,3	1007,4	**0,46**	0,08	16,82	1007,5	0,44	–0,14
Август	13,0	1009,4	0,26	0,03	13,19	1009,0	0,12	–0,32
Сентябрь	5,4	1012,9	0,19	–0,56	5,63	1012,9	0,33	**–0,98**
Октябрь	–5,5	1015,6	**0,57**	–0,64	–4,51	1015,1	0,41	0,20
Ноябрь	–18,5	1019,6	0,29	0,27	–17,90	1019,9	0,41	0,33
Декабрь	–26,3	1022,5	–0,03	**1,06**	–25,93	1022,5	–0,35	**1,99**
Год	–6,4	1015,8	**0,34**	–0,22	–6,02	1015,8	0,27	0,08

Примечание. Здесь и в табл. 4.2 жирным шрифтом выделены значимые оценки (α = 0,1).

Таблица 4.2

Сезонный ход максимальной $\left(\overline{T}_{\max}\right)$ и минимальной $\left(\overline{T}_{\min}\right)$ температур, их трендов $\left(\overline{T}_{\mathrm{tr\,max}}\right)$ и $\left(\overline{T}_{\mathrm{tr\,min}}\right)$ для АТР на интервалах 1975–2005 и 1982–2012 гг.

Месяц	1975–2005 гг.				1982–2012 гг.			
	$\overline{T}_{\min}$, °C	$\overline{T}_{\max}$, °C	$\overline{T}_{\mathrm{tr\,min}}$, °C/10 лет	$\overline{T}_{\mathrm{tr\,max}}$, °C/10 лет	$\overline{T}_{\min}$, °C	$\overline{T}_{\max}$, °C	$\overline{T}_{\mathrm{tr\,min}}$, °C/10 лет	$\overline{T}_{\mathrm{tr\,max}}$, °C/10 лет
Январь	–32,7	–22,7	0,09	0,04	–32,3	–23,0	–0,04	–0,07
Февраль	–30,5	–18,5	0,89	0,94	–30,3	–18,5	–0,65	–0,36
Март	–23,5	–9,3	**0,83**	0,71	–23,0	–9,1	0,17	0,29
Апрель	–12,6	0,3	0,17	0,11	–12,6	0,3	0,82	**1,04**
Май	–1,8	9,3	**0,54**	0,58	–1,5	9,8	**0,49**	**0,77**
Июнь	5,8	18,5	**0,38**	0,14	6,2	18,9	**0,62**	**0,80**
Июль	9,5	22,0	**0,52**	0,46	10,1	22,3	0,39	0,39
Август	7,1	18,2	0,24	0,17	7,3	18,5	0,10	0,11
Сентябрь	0,6	10,4	0,12	–0,12	1,0	10,5	0,27	0,37
Октябрь	–9,3	–0,9	**0,68**	**0,57**	–8,7	–0,3	0,34	0,44
Ноябрь	–22,7	–13,1	0,26	0,08	–22,6	–13,2	0,47	0,38
Декабрь	–30,7	–21,1	–0,28	–0,49	–30,2	–21,1	–0,22	–0,36
Год	–11,7	–0,6	0,37	0,27	–11,4	–0,4	0,23	0,32

переход от режима потепления в первом временном интервале к режиму похолодания во втором, особенно выраженный в феврале. Этот сдвиг сопровождается заметным потеплением в апреле–июне.

В среднегодовом давлении отмечен переход от тенденции падения в первом временном интервале к слабому росту во втором. Этот рост обеспечивается преимущественно динамикой месяцев осенне-зимнего сезона и в основном за счет января и декабря, когда над АТР наблюдается практически повсеместный рост давления.

Для азиатской территории России проводилось также сравнение полученных среднемесячных оценок максимальных и минимальных температур, а также их линейных трендов, рассчитанных для двух временных интервалов. Результаты приведены в табл. 4.2. Подобное сравнение позволило заметить тенденции изменений метеовеличин, проявившиеся в начале XXI в. Несмотря на то что в целом за год полученные оценки $\overline{T}_{\mathrm{tr\,min}}$ и $\overline{T}_{\mathrm{tr\,max}}$ статистически незначимы, в период с 1982 по 2012 г. в весенне-летний период наблюдается значимое увеличение обеих величин.

Из сравнения данных табл. 4.1 и 4.2 видно, что произошли изменения в пространственном распределении температур. С марта по октябрь динамика медианных значений температуры в направлении потепления сопровождается смещениями $\overline{T}_{\min}$ и $\overline{T}_{\max}$ в том же направлении. Для ноября, декабря, января и февраля характерно другое поведение величин: смещение $\overline{T}_{\min}$ в область более высоких температур, а $\overline{T}_{\max}$ – в область более низких температур. Увеличение $\overline{T}$ в эти месяцы может быть объяснено преимущественно изменениями величины $\overline{T}_{\min}$. Такое может быть при

асимметричном характере кривой плотности вероятности $p(x)$ в результате развития или разрушения очагов потепления/похолодания на АТР. Здесь следует отметить, что для величин $\overline{T}$, $\overline{T}_{\min}$ и $\overline{T}_{\max}$ в феврале происходит изменение тенденции с положительной в период 1975–2005 гг. на отрицательную в 1982–2012 гг. Это говорит о смещении $\overline{T}_{\min}$ и $\overline{T}_{\max}$ в сторону отрицательных значений, а следовательно, о проявлении процесса похолодания в этом месяце в последние годы. Аналогичная ситуация наблюдается для января, однако оценки трендов незначимы.

Таким образом, для АТР в целом в настоящее время наблюдается уменьшение скорости роста температуры. Разности трендов за два периода (1975–2005 и 1982–2012 гг.) во внутригодовом ходе температуры и давления выявили, что преимущественно в зимние месяцы уменьшаются величины тренда температуры, сопровождаемые ростом тренда атмосферного давления.

4.5. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ

Особенности межгодовой изменчивости среднегодовой температуры для АТР и ее регионов приведены на рис. 4.8, из которого видно, что временной ход среднегодовой температуры подобен для всех исследуемых регионов и в целом наблюдается рост $\overline{T}$. Однако в среднем величина $\overline{T}$ для Средней и Восточной Сибири значительно ниже, чем для других территорий. Это можно объяснить тем, что в силу своего географического положения эти регионы в наименьшей степени подвергнуты отепляющим воздействиям Атлантического и Тихого океанов.

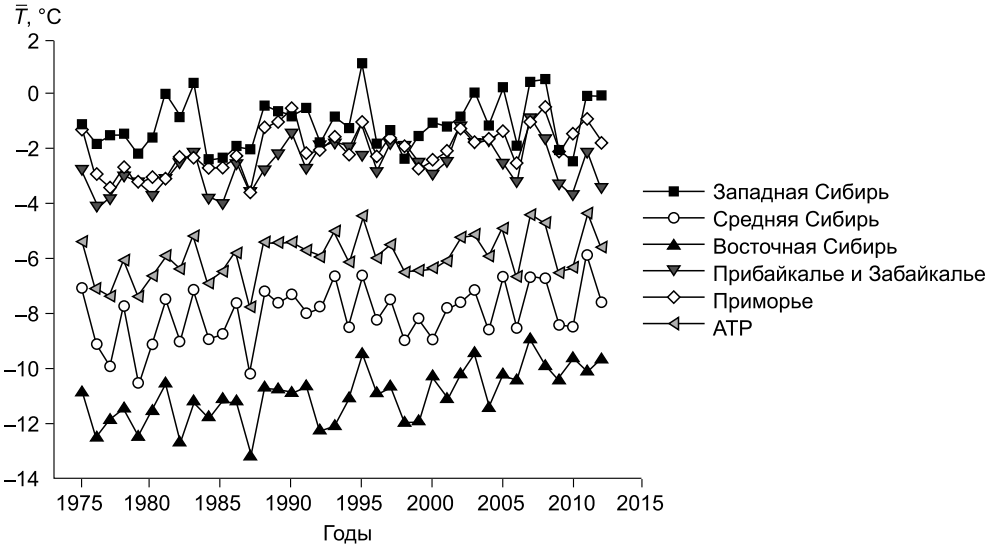


Рис. 4.8. Межгодовой ход $\overline{T}$ для АТР и регионов.

Таблица 4.3

Сезонный ход температуры $(\overline{T})$ и ее линейных трендов $(\overline{T_{tr}})$ для регионов АТР за 1982–2012 гг.

Месяц	Западная Сибирь		Средняя Сибирь		Восточная Сибирь		Предбайкалье и Забайкалье		Приморье	
	$\overline{T}$, °C	$\overline{T_{tr}}$, °C/10 лет	$\overline{T}$, °C	$\overline{T_{tr}}$, °C/10 лет	$\overline{T}$, °C	$\overline{T_{tr}}$, °C/10 лет	$\overline{T}$, °C	$\overline{T_{tr}}$, °C/10 лет	$\overline{T}$, °C	$\overline{T_{tr}}$, °C/10 лет
Январь	–19,0	–1,06	–31,4	0,36	–33,1	–0,10	–24,0	–0,50	–24,9	**0,75**
Февраль	–17,0	**–0,63**	–28,7	**–0,47**	–29,9	**–0,86**	–19,5	0,11	–19,9	–0,05
Март	–8,1	–0,13	–19,2	0,20	–22,2	**0,84**	–10,9	0,19	–10,3	**–0,20**
Апрель	–1,4	1,11	–7,6	**1,43**	–11,5	**0,52**	–0,5	**0,94**	1,1	–0,13
Май	8,0	**0,84**	3,6	**0,67**	1,8	**0,92**	8,0	**0,30**	9,2	**0,55**
Июнь	14,7	**0,88**	12,9	**0,99**	10,5	**0,40**	14,7	**0,92**	15,3	**0,46**
Июль	18,0	–0,19	16,3	**0,45**	13,5	**0,56**	17,4	**0,50**	18,2	**0,29**
Август	14,2	–0,10	12,9	–0,07	10,8	**0,56**	15,0	–0,06	16,5	**0,27**
Сентябрь	7,7	**0,58**	4,9	0,23	3,7	**0,42**	7,4	**0,22**	10,0	0,12
Октябрь	0,4	**0,66**	–6,1	0,20	–8,5	**0,82**	–0,8	0,11	0,7	**0,47**
Ноябрь	–11,0	**0,78**	–21,5	0,10	–23,2	**0,89**	–12,1	–0,10	–13,2	0,38
Декабрь	–17,5	–0,26	–29,2	–0,68	–31,6	0,55	–19,9	**–1,08**	–24,0	0,33
Год	–0,7	0,25	–8,1	0,22	–10,3	**0,50**	–2,0	0,18	–1,7	**0,36**

Примечание. Здесь и в табл. 4.4 жирным шрифтом выделены значимые оценки (α = 0,1).

Таблица 4.4

Сезонный ход давления $(\overline{P})$ и его линейных трендов $(\overline{P_{tr}})$ для регионов АТР за 1982–2012 гг.

Месяц	Западная Сибирь		Средняя Сибирь		Восточная Сибирь		Предбайкалье и Забайкалье		Приморье	
	$\overline{P}$, гПа	$\overline{P_{tr}}$, гПа/10 лет	$\overline{P}$, гПа	$\overline{P_{tr}}$, гПа/10 лет	$\overline{P}$, гПа	$\overline{P_{tr}}$, гПа/10 лет	$\overline{P}$, гПа	$\overline{P_{tr}}$, гПа/10 лет	$\overline{P}$, гПа	$\overline{P_{tr}}$, гПа/10 лет
Январь	1020,5	**4,04**	1026,8	**1,84**	1023,5	**1,65**	1033,5	**1,12**	1022,9	0,18
Февраль	1019,0	0,49	1024,2	–0,51	1021,6	**–1,00**	1029,6	**–1,17**	1019,9	**–0,81**
Март	1018,8	**–2,48**	1020,0	–0,24	1019,5	–0,59	1025,5	**–0,34**	1016,4	**–1,23**
Апрель	1016,2	–0,38	1014,1	**–0,71**	1015,3	**–0,55**	1016,9	–0,08	1010,7	0,25
Май	1014,0	0,13	1011,3	0,13	1011,6	**0,64**	1012,4	–0,18	1008,1	0,31
Июнь	1009,4	**–1,18**	1007,8	**–0,73**	1008,9	**–0,89**	1007,3	**–0,67**	1006,8	**–0,40**
Июль	1009,6	0,25	1007,2	–0,48	1008,1	–0,16	1005,7	0,12	1005,9	0,02
Август	1009,9	0,44	1008,9	**–0,61**	1008,9	**–0,48**	1009,6	0,06	1008,0	**–0,41**
Сентябрь	1013,2	0,24	1012,9	**–1,15**	1011,6	**–1,45**	1015,9	–0,13	1012,4	–0,35
Октябрь	1014,1	**1,37**	1014,9	0,24	1014,3	0,13	1021,2	–0,34	1014,4	0,16
Ноябрь	1018,6	–0,38	1020,0	0,65	1017,8	**0,84**	1025,9	**–0,76**	1017,4	0,03
Декабрь	1018,2	**3,38**	1022,9	**2,68**	1021,0	**1,64**	1031,4	**0,99**	1021,8	0,15
Год	1015,2	0,39	1015,9	0,14	1015,7	–0,04	1019,5	–0,11	1013,6	–0,24

Что касается тенденций в последние годы, то для АТР, как и для большей части регионов, характерно замедление темпов потепления. Обращает на себя внимание значительное уменьшение в последние годы $\overline{T}$ в Прибайкалье и Забайкалье и продолжающийся с большей интенсивностью ее рост в Восточной Сибири. Можно предположить, что такие показатели могут быть связаны с изменением атмосферной циркуляции в этих регионах, происходящим вследствие потепления Арктики, а также изменением интенсивности и площади распространения Сибирского максимума.

Внутригодовой ход характеристик температуры по регионам за 1982–2012 гг. приведен в табл. 4.3. Тренды среднегодовой температуры положительны и значимы для всех регионов, кроме Средней Сибири. В Восточной Сибири потепление происходит с наибольшей скоростью – 0,5 °С/10 лет, и проявляется во все календарные месяцы, за исключением января и февраля (когда наблюдается похолодание), а также декабря.

Подобное поведение температуры зафиксировано в Приморье, однако здесь похолодание слабее и происходит в марте. Отрицательные тренды температуры в зимние месяцы свойственны и для других регионов АТР, причем максимальное значимое уменьшение температуры (–1,08 °С/10 лет) отмечалось в декабре в Предбайкалье и Забайкалье. На территории всех регионов преобладает процесс интенсивного потепления в весенне-летний период с максимумом в апреле в регионе Средней Сибири (1,43 °С/10 лет). На территории Западной Сибири потепление охватывает еще и осенний период.

Во внутригодовом ходе давления (см. табл. 4.4), как и во внутригодовом ходе температуры (см. табл. 4.3), во всех регионах отмечается максимум в январе и минимум в июле (лишь в Западной Сибири он смещается на июнь), при этом наибольший разброс значений в годовом ходе наблюдается в Предбайкалье и Забайкалье и составляет от 1005,7 до 1033,5 гПа.

В целом за год тенденции в изменении давления различаются в зависимости от региона АТР. Так, положительная оценка тренда давления наблюдается в Западной Сибири (0,39 гПа/10 лет), а в Приморье, наоборот, величина тренда отрицательна (–0,24 гПа/10 лет). В течение года для всех регионов, кроме Приморья, характерен рост давления в январе и декабре, причем максимальные величины трендов получены для территории Западной Сибири (4,04 и 3,38 гПа/10 лет соответственно). Падение давления происходит преимущественно в весенне-летние месяцы, где лидером по темпам является март в Западной Сибири (–2,48 гПа/10 лет).

* * *

Мы показали, что климатические изменения, происходящие на азиатской территории России в 1982–2012 гг., по-прежнему проявляются в повышении среднегодовой температуры приземного воздуха, однако процесс потепления протекает менее интенсивно по сравнению с 1975–2005 гг. Большую роль в уменьшении темпов роста температуры играют зимние месяцы, в которые происходит смена процесса потепления похолоданием. К тому же во втором временном интервале наметилась тенденция к росту давления.

Характерной чертой изменения температуры является выраженная мезомасштабная изменчивость, заключающаяся в том, что отдельно взятая

область АТР в различные календарные месяцы может либо нагреваться, либо охлаждаться. Эти изменения существенны и их необходимо учитывать при рассмотрении различных природных процессов.

Сильная сезонная изменчивость трендов температуры может быть вызвана разными причинами. Отепляющая роль парниковых газов сводится к тому, что они изменяют баланс длинноволновой радиации таким образом, что при возрастании в атмосфере концентрации, например углекислого газа, уменьшается поток уходящего в космос длинноволнового излучения от системы Земля–атмосфера. В то же время внутри этой системы возрастает поток длинноволнового излучения, направленного к земной поверхности, что приводит к дополнительному нагреву последней, и, следовательно, возрастает радиационный баланс на верхней границе атмосферы. Это ведет к увеличению температуры подстилающей поверхности. Температура приземного воздуха в основном определяется зависящей от радиационного баланса температурой почвы, однако на нее воздействуют: ветер, облачность, турбулентность, испарение, смена воздушных масс и др. Эти факторы накладывают сложность на описание изменений климатических величин. Р.И. Нигматулин [2012] отмечает необходимость модернизации модели взаимодействия океан–атмосфера и поэтому приводятся в качестве аргументов недостаточная обоснованность и детальность современного описания баланса и круговорота CO_2 в природе, в частности, увеличение переработки CO_2 зеленой массой океана и суши с ростом температуры.

Другим основным фактором, определяющим природную изменчивость климата, является изменчивость в атмосферной и океанической циркуляции, выравнивающей температурные градиенты между низкими и высокими широтами.

Ускоренное потепление в высоких широтах, уменьшая меридиональный градиент температуры, приводит к снижению интенсивности зональной циркуляции в средних широтах, выражающейся к переходу индексов арктической циркуляции в отрицательную фазу. Это ослабление сопровождается ростом меридиональной циркуляции и, в частности, учащением вторжений холодного арктического воздуха на Евразийский континент. Существенную роль в усилении меридиональной циркуляции играют процессы блокирования западного переноса мезомасштабными барическими системами (вихрями и гребнями в Северной Атлантике). Возрастание частоты этих процессов в последние годы, выраженное переходом индекса SCAND в положительную фазу, сыграло свою роль в процессе замедления потепления на АТР [Попова, Шмакин, 2006]. Для этой территории отмечается также существенный вклад в изменение меридиональной циркуляции процессов блокирования над Уралом [Харюткина и др., 2013].

Связь атмосферной циркуляции с изменениями температуры приземного воздуха рассматривалась во многих работах. Так, П.Я. Гройсман [1983] оценил связь повторяемости форм атмосферной циркуляции со средней по Северному полушарию приземной температурой воздуха и показал, что современные изменения глобального термического режима связаны с атмосферной циркуляцией. В.И. Бышев, Н.К. Коннова, В.Г. Нейман, Ю.А. Романов [2002] установили удовлетворительное согласие между

типами атмосферной циркуляции и знаком аномалий приземной температуры воздуха. И над материками, и над океанами положительные аномалии приземной температуры воздуха возникают в фазы развития меридиональных южных типов циркуляции, а в отрицательные – при меридиональных северных процессах.

Важным вопросом для понимания изменений в климате является связь изменений в облачности и температуры, основанная на фактических данных о состоянии облачности.

Применительно к территории России этот вопрос рассмотрен Б.Г. Шерстюковым [2008]. Он использовал данные о температуре воздуха, относительной влажности воздуха и количество общей облачности по 1600 станциям России за 1976–2005 гг. Установлено, что в зимний период положительные тренды количества общей облачности соответствуют положительным трендам температуры воздуха и наоборот. Это объясняется тем, что в холодный период года температурный режим атмосферы регулируется преимущественно в результате изменения потока уходящей длинноволновой радиации земли и нижней атмосферы. В теплый период года соотношение трендов количества облачности и температуры воздуха обратное.

В качестве причины, оказывающей влияние на распределение коротковолновой радиации на поверхности земли, называется изменчивость аэрозольной составляющей атмосферы. Уменьшение поступления солнечной радиации на подстилающую поверхность в ряде регионов земного шара отмечено в работах [Gilgen et al., 1998; Liepert, 2002]. Например, уменьшение атмосферного аэрозоля над АТР, наблюдаемое с 1995 г., согласно И.Н. Плахиной, Е.Л. Махоткиной, И.В. Панкратовой [2007], объясняется декадным “очищением” атмосферы от аэрозоля. Этот процесс связан с отсутствием крупных вулканических извержений и антропогенным “спокойствием”.

Работы, посвященные изучению тепловых и радиационных потоков над АТР, в том числе и над Западной Сибирью, особенно в течение последних десятилетий, не дают полной информации для этой территории, они имеются лишь только для отдельных пунктов (Зотино, Якутск), и эти публикации связаны с решением конкретных задач для северных районов и заболоченных территорий [Meroni et al., 2002; Tchebakova et al., 2002; Iwahana et al., 2005; Boike et al., 2008]. Во-первых, этот недостаток связан с малой плотностью размещения существующих в России актинометрических станций, что осложняет получение надежных данных о распределении солнечной радиации по территории страны, а во-вторых, число измеряемых характеристик солнечной радиации на них ограничено.

Таким образом, вопрос о физических механизмах формирования мезомасштабной изменчивости температуры на азиатской территории России требует значительных дополнительных исследований.

Оценка изменчивости осадков затруднена тем, что поле осадков во многом имеет дискретный характер (особенно в теплый период года) и для надежных оценок трендов требуется интервал времени больший, чем рассмотренный в настоящей работе.

Глава 5

ВОДЫ

Россия по общим запасам поверхностных и подземных вод занимает первое место в мире, а по наиболее важным для жизнеобеспечения населения запасам вод речного стока – второе (после Бразилии с Амазонкой); ее доля около 11 %. При этом основная часть водного потенциала страны относится к Сибири, где суммарный речной сток в средний по водности год равен 2350 км^3/год – 55 % аналогичной российской величины. По объему ресурсов лидируют Красноярский край, Республика Саха (Якутия) и Тюменская область (с округами) – более 550 км^3/год, а наименьшие ресурсы – у республик Тыва и Алтай, Кемеровской и Омской областей – менее 50 км^3/год (рис. 5.1).

5.1. ВОДНЫЙ ФОНД

Исходными данными для анализа водного фонда Сибири служат материалы Агентства водных ресурсов РФ [Государственный доклад..., 2013].

Реки. Большинство водотоков принадлежит к бассейну Северного Ледовитого океана, кроме верховьев Амура, впадающего в Тихий океан, и бессточных областей в бассейне Иртыша, на юге Тывы и Забайкалья (табл. 5.1). И по количеству, и по протяженности это более половины рек России.

Рассматриваемая территория имеет в основном хорошо развитую речную сеть. В некоторых горных районах густота речной сети составляет более 1,0 км/км^2, например, в верховьях р. Индигирка, в горах Бырранга, в западной части хр. Хамар-Дабан. Минимально развита речная сеть в низовьях бассейнов рек Джида, Чикой, Малый Енисей, в Центрально-Якутской низменности, в Обь-Иртышском междуречье и бессточных областях (коэффициент густоты составляет 0,1–0,3 км/км^2). Сведения о наиболее крупных реках представлены на рис. 5.2.

Для характеристики состава речной сети Сибири выбрана нисходящая порядковая бонитировка. Эта

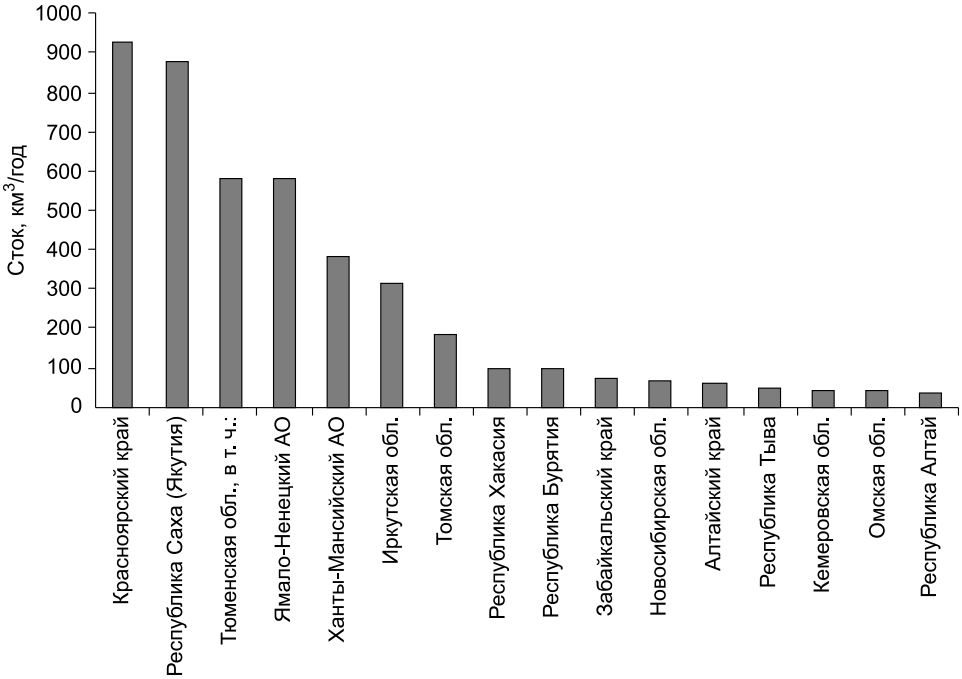


Рис. 5.1. Среднемноголетние значения водных ресурсов сибирских субъектов РФ.

схема, по предложению Р.Е. Хортона [1948], присваивает элементарным потокам I порядок, потоки II порядка образуются при слиянии двух рек I порядка, поток III принимает не меньше двух притоков II, но может также принимать притоки I порядка. Далее при усложнении сети ее порядок возрастает скачкообразно на целые значения лишь в случае слияния с однопорядковым водотоком. Речная сеть рассматривается как открытая древовидная система соподчиненных подсистем и оценивается наибольшим суммарным показателем. А.Н. Стралер [Strahler, 1952] распространил понятие “порядок” на составные элементы речных систем, после чего нисходящая порядковая бонитировка стала именоваться схемой Хортона–Стралера.

Эта схема стала основой классификации речных систем по их величине для Сибири [Корытный, 1985]. В качестве критерия выбран порядок речной системы, определенный по этой схеме, ввиду ее простоты и отсутствия субъективизма в определении порядка. На основе топографических

Таблица 5.1

Количество и протяженность рек Сибири по бассейнам морей

Бассейн	Количество рек	Протяженность, км
Всего по России	**2 562 489/100 %**	**8 373 606/100 %**
Карское	475 187/18,5 %	2 278 219/27,2 %
Лаптевых	421 786/16,5 %	1 641 138/19,6 %
Восточно-Сибирское	483 672/18,9 %	997 980/11,9 %

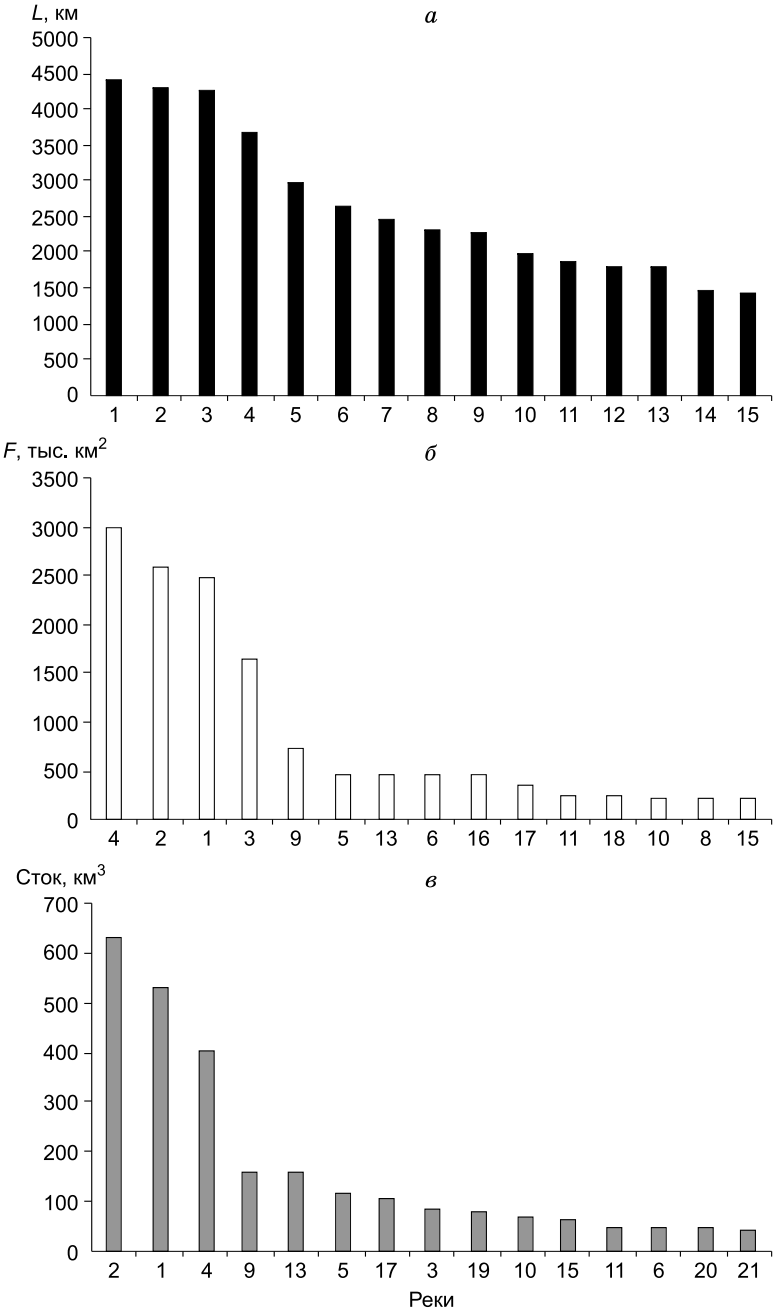


Рис. 5.2. Самые большие реки Сибири (*а* – по длине, *б* – по площади, *в* – по среднемноголетнему стоку):

1 – Лена, 2 – Енисей, 3 – Иртыш, 4 – Обь, 5 – Нижняя Тунгуска, 6 – Вилюй, 7 – Ишим, 8 – Оленек, 9 – Алдан, 10 – Вилюй, 11 – Подкаменная Тунгуска, 12 – Чулым, 13 – Ангара, 14 – Амга, 15 – Олекма, 16 – Селенга, 17 – Хатанга, 18 – Яна, 19 – Пясина, 20 – Таз, 21 – Учур.

Таблица 5.2

Классификация речных систем Сибири

Класс	Порядок	Площадь водосбора, тыс. км^2	Длина главной реки, км	Средний многолетний расход в устье, м^3/с
Крупнейшие (К)	IX VIII	>2000 200–2000	>3000 1000–3000	>10 000 1000–10 000
Большие (Б)	VII	20–200	200–1000	100–1000
Средние (С)	VI	2–20	50–200	От 10–20 до 100
Малые (М)	IV, V	0,2–2	20–50	От 2–5 до10–20
Очень малые (ОМ)	I, II, III	<0,2	<20	<2–5

карт масштаба 1:300 000 построен граф речной сети Сибири; выделены системы девяти порядков, объединенные в пять классов. Каждый класс обладает определенным набором характеристик (площадь водосбора, длина главной реки, дающей название системы, средний расход воды в устье и т. д.) (табл. 5.2).

Речная сеть Сибири насчитывает 20 крупнейших систем, включая три IX порядка (Енисей–Ангара, Лена, Обь), 110 больших – VII порядка, 550 средних – VI, а также около 15 тыс. малых – среди них 2400 – V порядка и 12,5 тыс. – IV порядка (табл. 5.3). Полная классификация, т. е. с учетом очень малых рек, пока проведена только для юга Восточной Сибири.

Таблица 5.3

Порядковый состав крупнейших рек Восточной Сибири

Речная система	Порядок	Количество систем порядка					
		IV	V	VI	VII	VIII	IX
Обь, в том числе:	IX	1587	354	74	13	4	1
Иртыш	VIII	440	84	23	3	1	–
Кеть	VIII	119	23	7	2	1	–
Чулым	VIII	145	25	6	2	1	–
Енисей, в том числе:	IX	1903	419	88	22	6	1
Ангара	IX	605	127	26	6	2	1
Подкаменная Тунгуска	VIII	235	53	12	3	1	–
Нижняя Тунгуска	VIII	297	60	15	4	1	–
Тасеева, в том числе:	VIII	194	40	7	2	1	–
Ока	VIII	86	23	5	2	1	–
Лена, в том числе:	IX	2184	554	114	24	5	1
Витим	VIII	170	35	8	2	1	–
Олекма	VIII	283	61	11	4	1	–
Алдан	VIII	942	186	38	6	1	–
Вилюй	VIII	531	112	20	5	1	–
Пясина	VIII	363	84	20	5	1	–
Хатанга	VIII	511	107	31	3	1	–
Оленек	VIII	311	54	14	2	1	–
Яна	VIII	406	29	7	2	1	–
Индигирка	VIII	687	128	31	8	1	–
Колыма	VIII	1074	236	60	12	1	–

Долины рек отличаются большим разнообразием своих форм, различаются они также по происхождению и длительному этапу эволюции. Долины большинства рек характеризуются чередованием узких и сравнительно широких участков. Речные долины в горных районах имеют V-образную форму, глубокое и узкое дно. Нередко долины рек в верховье – троговые, по мере движения к устью они приобретают V-образную форму, а по выходу из гор – трапецеидальную. Долины рек равнинной части в верховьях обычно неясно выражены, с пологими, иногда заболоченными склонами; ниже по течению они выделяются более четко и приобретают трапецеидальную форму. На равнинах и особенно низменностях речные долины широкие, с пологими склонами и поймами. На северо-востоке во многих случаях реки, протекая по плоским территориям, в среднем и нижнем течении не имеют выраженной долины.

Большие и средние реки обычно протекают по хорошо разработанным долинам с многочисленными террасами. Происхождение и строение террас самое разнообразное: преобладают эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные речные террасы. У горных рек пойма, как правило, имеет небольшую ширину, часто отсутствует или бывает односторонней, переходит с одного берега на другой. У равнинных рек пойма широкая, двухсторонняя, нередко плоская, изрезанная старицами, местами заболоченная.

По длине рек уклоны продольных профилей русла изменяются в больших пределах: от 50 ‰ и более в верховьях горных рек до 0,1–0,2 ‰ на устьевых участках; для рек равнинной части – от 15–20 до 0,1 ‰ и менее.

Озера. В Сибири находится много озер, различных по своей величине, происхождению котловин, минерализации воды, водному и ледовому режиму. Озера по территории распределены неравномерно (табл. 5.4). Например, в бассейне Ангары озер очень мало. Наибольшая озерность отмечается на территории Западно-Сибирской, Центрально-Якутской и Северо-Таймырской низменностей. Наивысшая озерность характерна для дельты Лены (12 % площади бассейна).

В пределах рассматриваемой территории находится глубочайшее озеро планеты – Байкал, содержащее 23 тыс. км^3 воды. Другими крупнейшими озерами являются Таймыр, Чаны, Пясино. Группа своеобразных крупных

Таблица 5.4

Распределение озер по регионам Сибири

Регион	Количество	Площадь зеркала, км^2
Всего по России	**2 747 997/100 %**	**408 856/100 %**
Западно-Сибирская низменность	788 042/28,7 %	87 754/21,5 %
Алтай и Кузнецкий бассейн	17 151/0,6 %	8743/2,1 %
Западный и Восточный Саяны	14 307/0,5 %	7227/1,8 %
Восточная Сибирь	685 856/25,0 %	102 242/25,0 %
Северо-Восточная Сибирь	595 118/21,6 %	67 863/16,6 %

Таблица 5.5

Крупнейшие озера Сибири

Озеро	Река (бассейн), район	Площадь, км²		Максимальная глубина, м	Объем, км³	Соленость
		водосбора	зеркала			
Байкал	Ангара–Енисей	571 000	31 722	1642	23615	Пресное
Таймыр	Нижняя Таймыра	43 920	4560	26	12,8	»
Чаны[1]	Обь-Иртышское междуречье	23 600	1294	8,5	2,58	Солоноватое
Хантайское[2]	Енисей	11 900	822	420	~82	Пресное
Пясино[2]	Пясина	24 000	735	10	~2,9	»
Кулундинское	Обь-Иртышское междуречье	24 100	728	4,9	~1,8	Соленое
Барун-Торей[3]	Междуречье Аргуни и Онона	25 700	578			»
Лабаз	Хатанга	1260	470	Н.д.	Н.д.	Пресное
Кета (Хита)[2]	Пясина	2990	452	50	Н.д.	»
Убинское	Обь-Иртышское междуречье	2990	440	2,8	0,88	»
Портнягино	Гусиха–Хатангский залив	1460	376	Н.д.	Н.д.	»
Маготоево	Протокой соединяется с Восточно-Сибирским морем	1170	323	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Лама[2]	Пясина	6210	318	254	~17,00	Пресное
Зун-Торей[3]	Междуречье Аргуни и Онона	26 000	302			Соленое
Мелкое[2]	Пясина	12 100	270	22	~1,1	Пресное
Кунгасалах	Новая–Хатангский залив	988	270	Н.д.	Н.д.	»
Телецкое	Бия (Республика Алтай)	–	223	325	40	»

[1] Озеро Чаны без Юдинского плеса.

[2] По данным [География озер Таймыра, 1985].

[3] Площадь озер Зун-Торей и Барун-Торей при максимальном наполнении, периодически пересыхают в маловодные периоды.

озер (Хантайское, Дюпкун, Виви и др.) расположена в тектонических депрессиях гор Путорана и имеют глубины до 200 м и более (табл. 5.5).

Котловины большинства крупных озер Сибири имеют тектоническое происхождение. Выделяют также котловины ледникового, провального, водно-эрозионного, водно-аккумулятивного и вулканического генезиса. Большинство сибирских озер сточные, т. е. входят в озерно-речные (иногда и в озерно-болотно-речные) системы. Но имеются также и бессточные озера, в основном на южных аридных территориях, а также периодически сточные или даже периодически пересыхающие, как, например, большие озера Забайкалья – Зун-Торей и Барун-Торей.

От генезиса, морфометрии, проточности озера, а также от его расположения в той или иной географической зоне зависят водный, термический, ледовый и гидрохимический режимы водоема. В Сибири преобладают пресные озера с минерализацией до 100–150 мг/л, и лишь в засушливых районах на юге встречаются группы минеральных озер.

Водохранилища. На рассматриваемой территории имеются крупные водохранилища (табл. 5.6). В Западной Сибири размещается 121 водохранилище с суммарной полезной емкостью 6,1 км^3. В основном это небольшие водохранилища, предназначенные для сельского хозяйства (орошение), водоснабжения и энергетики. В регионе только одно крупное водохранилище комплексного назначения – Новосибирское, созданное в верхнем течении Оби. В Восточной Сибири основной объем водохранилищ приходится на Красноярский край и Иркутскую область. На территории Красноярского края размещается 38 водохранилищ с суммарной полезной емкостью 63,3 км^3, из них два очень крупных – Саяно-Шушенское и Красноярское. Они комплексного назначения и используются для целей энергетики, судоходства, орошения и водоснабжения.

В Иркутской области эксплуатируются пять водохранилищ суммарной полезной емкостью 51,5 км^3. Основная доля зарегулированного стока приходится на водохранилище Братской ГЭС – крупнейший техногенный водоем Евразии. Водохранилища Ангарского каскада ГЭС суммарно аккумулируют по объему 1,5 среднегодового стока реки. Иркутское водохранили-

Таблица 5.6

Характеристика крупнейших водохранилищ Сибири

Водохранилище	Река	Площадь водного зеркала (км^2) при НПУ	Объем, м^3		НПУ, м	Максимальная пропускная способность (м^3/с) при НПУ	Использование
			полный	полезный			
Братское	Ангара	5470	169,3	48,2	202	1150	ГЭ, СУ, ЛС, РХ, ВС, РК
Красноярское	Енисей	2000	73,3	30,4	243	1135	ГЭ, СУ, ЛС, ВС, БН, РХ, РК
Усть-Илимское	Ангара	1922	58,8	2,7	296	880	ГЭ, СУ, ВС, ЛС
Вилюйское	Вилюй	2360	35,8	17,83	244	5210	ГЭ, ВС, РХ
Саяно-Шушенское	Енисей	621	34,3	15,3	539	9700	ГЭ, ИР, СУ, РХ, ВС, РК
Новосибирское	Обь	1070	8,8	4,4		–	ГЭ, СУ, ИР, ВС, ЛС, РХ, БН, РК
Иркутское	Ангара	154	2,1	0,45	457	4000	ГЭ, СУ, ЛС, РХ, БН, РК

Примечание. ГЭ – гидроэнергетика, СУ – судоходство, ЛС – лесосплав, РХ – рыбное хозяйство, ВС – водоснабжение, РК – рекреация, ИР – ирригация, БН – борьба с наводнениями (по проекту). НПУ – нормальный подпорный уровень. Прочерк – нет данных.

ще регулирует сток оз. Байкал. Завершается заполнение четвертой очереди Ангарского каскада – Богучанского водохранилища, которое в основном находится на территории Красноярского края, но затрагивает и Иркутскую область.

По морфологическим признакам существует три класса водохранилищ: долинные (абсолютное большинство), котловинные и смешанные (озерно-речные, к нему относится Иркутское с оз. Байкал). В экологической классификации выделяют озера с водой повышенного качества, которые могут использоваться для промышленного и даже питьевого водоснабжения, а также рекреации, и водоемы повышенной биологической продуктивности, использующиеся в рыбном и сельском хозяйстве.

Моря. Территория Сибири омывается водами трех морей Северного Ледовитого океана (табл. 5.7). Общая площадь морской акватории, попадающей под юрисдикцию Российской Федерации, составляет около 2,5 млн км^2 (29 % от всей российской).

Болота и заболоченные земли занимают около 25 % территории Сибири, размещены они неравномерно, и заболоченность характеризуется значительными колебаниями. В результате климатических, геоморфологических и других природных факторов наибольшее количество болот сосредоточено в центральных районах Западно-Сибирской равнины, где заболоченность составляет 80–99 %, а также на Центрально-Якутской (средняя часть бассейна Лены), Северо-Сибирской (в Оймяконской впадине, а также по нижнему течению р. Лены и в ее дельте) низменностях. Наименее распространены болота на территории бассейна Ангары. Площади болот колеблются от нескольких гектаров до десятков и сотен квадратных километров. По видовому составу растений и условиям водно-минерального питания различают болота низовые, переходные и верховые. Торфяно-болотные экосистемы играют существенную роль в экосфере, являясь регуляторами климата и накопителями углерода и влаги, а также сохраняя своеобразную биоту.

Подземные воды имеют существенное значение в формировании стока рек рассматриваемой территории. В ее пределах расположен ряд крупных артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов. Несмотря на значительные различия в условиях формирования подземных вод, общим для территории является широкое распространение многолетнемерзлых пород (ММП). При этом значительно развиты подмерзлотные, межмерзлотные и надмерзлотные подземные воды в талых породах. Сплошное развитие

Таблица 5.7

Характеристика морей, омывающих территорию Сибири

Море	Площадь, тыс. км^2	Объем, тыс. км^3	Глубины (сред./макс.), м	Соленость верхнего слоя, %	Наибольшая величина приливов, м
Карское	883	98	111/600	10–34	0,8
Лаптевых	662	353	533/3385	20–30	0,5
Восточно-Сибирское	913	49	54/915	20–32	0,25

Таблица 5.8

Прогнозные ресурсы и запасы подземных вод по федеральным округам и субъектам Российской Федерации на 01.01.2010 г.

Субъект Российской Федерации	Прогнозные ресурсы			Запасы, тыс. м^3/сут	Степень изученности (разведанности), %	Добыча и извлечение, тыс. м^3/сут		Степень освоения	
	Всего, тыс. м^3/сут	Доля от величины в целом по РФ, %	Средний модуль, м^3/(сут·км^2)			Всего	В том числе на участках с оцененными запасами	ресурсов, %	запасов, %
Российская Федерация	869 055	100	50,9	95 842,7	11,0	27 567,7	15 002,3	3,2	15,7
Тюменская область (без округов)	5178	0,60	32,0	787,2	15,2	212,4	131,6	4,1	16,7
Ханты-Мансийский АО	94 657	10,89	181,0	1577,6	1,7	387,5	340,0	0,4	21,6
Ямало-Ненецкий АО	29 808	3,43	39,7	793,1	2,7	197,3	182,9	0,7	23,1
Республика Алтай	21 369	2,46	230,8	223,1	1,0	22,3	7,8	0,1	3,5
Республика Бурятия	22 000	2,53	62,6	1336,3	6,1	229,9	134,5	1,0	10,1
Республика Тыва	2739	0,32	16,1	175,9	6,4	56,7	37,3	2,1	21,2
Республика Хакасия	5000	0,58	80,8	452,2	9,0	411,2	108,4	8,2	24,0
Алтайский край	33 233	3,82	196,5	2373,5	7,1	636,7	133,9	1,9	5,6
Красноярский край	38 671	4,45	16,5	2363,0	6,1	1049	755,4	2,7	32,0
Иркутская область	43 425	5,00	56,6	2098,0	4,8	274,5	134,1	0,6	6,4
Кемеровская область	5616	0,65	58,8	1817,1	32,4	1293,3	191,8	23,0	10,6
Новосибирская область	10 603	1,22	59,5	1561,5	14,7	359,1	66,9	3,4	4,3
Омская область	3205	0,37	22,9	418,8	13,1	52,0	3,4	1,6	0,8
Томская область	59 726	6,87	188,5	953,4	1,6	340	262,6	0,6	27,5
Забайкальский край	5315	0,61	12,3	1792,0	33,7	455,5	335,7	8,6	18,7
Республика Саха (Якутия)	25 753	2,96	8,3	591,0	2,3	106,0	91,3	0,4	15,4

ММП наблюдается в северной части территории, где мощность мерзлых пород, как правило, составляет несколько сотен метров. В южном направлении мощность и сплошность распространения ММП постепенно уменьшаются, и в южной части характер питания и разгрузки подземных вод в первую очередь определяются большой расчлененностью рельефа и увеличением количества осадков.

В режиме подземных вод выделяют период пополнения и период истощения их запасов. Запасы вод пополняются в теплую часть года за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод. В течение холодного периода происходит разгрузка подземных вод и их уровни понижаются. Подземное питание рек осуществляется как грунтовыми, так и напорными артезианскими водами. Грунтовое питание преимущественно сезонное (летне-осеннее). Постоянно реки пополняются за счет более глубоких горизонтов подземных вод, дренируемых речными долинами, а также артезианских вод.

Естественные ресурсы подземных вод оцениваются (без Якутии) в 420 км^3, что составляет около трети ресурсов страны [Пиннекер, Писарский, 1984], но они распространены по территории очень неравномерно (табл. 5.8).

Особенно велики они в Ханты-Мансийском автономном округе, где достигают 10 % и более от всероссийских. Необходимо подчеркнуть, что разведанность запасов у большинства субъектов РФ (кроме Кемеровской области и Забайкальского края) не превышает 16 %.

5.2. ВОДНЫЙ РЕЖИМ

Раздел подготовлен на основе материалов серии справочных работ “Ресурсы поверхностных вод СССР”, тома 15–17, 19 [1969, 1972, 1973], а также последних обобщений по гидрологии России [Водные ресурсы..., 2008; Закономерности..., 2012].

Источники питания и фазы водного режима. Реки рассматриваемой территории имеют смешанное питание, с преобладанием на юге снегодождевого, а на севере снегового питания. Подземное питание доминирует в районах, где распространены породы, обладающие большой водопоглощающей способностью (трещиноватые и закарстованные). Доля подземных вод в питании рек, находящихся в условиях сплошной многолетней мерзлоты, обычно не превышает нескольких процентов.

По классификации Б.Д. Зайкова [1946] все сибирские реки относятся к группе с преобладанием весеннего половодья, к трем типам – западно-сибирскому, восточно-сибирскому и алтайскому. В их питании преобладает снеговое, но они различаются между собой по отношению максимального и среднего расхода, форме гидрографа, относительной водности и календарным срокам межени. Более детальной является классификация В.М. Евстигнеева [1990], где учитываются различия в роли дождевого и подземного питания, в степени устойчивости межени; в Сибири выделяется 8 районов (в России – 37).

В горных районах с высотой возрастает увлажнение территории, доля снегового (а для высоких гор и ледникового) питания, сдвигаются сроки

снеготаяния. Половодье горных рек растянуто, в его формировании значительна роль дождей, выпадающих в период таяния снега.

Водный режим крупных рек отличается от режима средних и малых рек их бассейнов. Верховья крупнейших рек Сибири находятся в горах, где водотоки имеют особый режим (алтайский по Б.Д. Зайкову), с большой ролью летнего, преимущественно дождевого стока, но он прослеживается на относительно небольшом расстоянии. Однако у Яны, Индигирки, Колымы паводочный режим господствует на всем протяжении реки.

Особенности водного режима рек характеризуются коэффициентом естественной зарегулированности, величина которого равна доле базисного стока (т. е. стока за период, когда суточные значения стока меньше средних годовых). Он уменьшается при увеличении доли весеннего стока: его минимум (менее 0,25) характерен для Центральной Якутии; для Среднесибирского плоскогорья, Северо-Востока, Забайкалья, Ямала и степей Западной Сибири и Тывы находится в диапазоне 0,25–0,50, а для остальной Западной Сибири и гор юга Сибири колеблется от 0,50 до 0,75.

Уровенный режим. Для годового хода уровней воды рек характерно чередование подъемов и спадов в теплый период года и низкое стояние в холодный. В конце сентября–начале октября уровни воды на многих реках перед наступлением ледостава достигают наименьших значений за период открытого русла. Характерным для всех рек территории является резкое повышение (на 1,0–1,5 м) уровня воды в период образования ледостава, вызванное сужением русла и уменьшением его пропускной способности. Зимой на большинстве рек происходит плавное понижение уровня, продолжающееся до конца марта–начала апреля. Зимние уровни на преобладающем числе рек обычно ниже летних и являются годовыми минимумами. Подъем уровня воды весной обычно начинается в апреле–мае, когда температура воздуха повышается до положительных значений. Весенние подъемы уровней на непромерзающих реках происходят в результате увеличения водности рек. На промерзающих реках часть весеннего стока осуществляется по поверхности ледяного покрова при повышенных уровнях. В теплый период года отмечаются резкие колебания уровня, обусловленные прохождением весеннего, весенне-летнего половодья и дождевых паводков. После половодья на большинстве рек равнинной части уровни воды снижаются до минимальных летних значений. Дождевые паводки обычно начинаются на спаде половодья и наблюдаются в течение всего лета. На горных реках паводки чаще всего формируются вслед за половодьями. Характерной особенностью паводков являются резкие подъемы и спады уровней во время их прохождения. Высота подъемов за летний период уменьшается с юга на север.

Годовая амплитуда колебания уровней на больших реках составляет в среднем 7–8 м, на средних реках – 3–4 м, на малых – 1–2 м. Изменения уровня воды у Оби, Енисея и Лены максимальны среди всех российских рек и увеличиваются от верхнего течения к устью – от 3–6 до 16 м и более. В нижнем течении Лены у с. Кюсюр уровень воды повышается на 28 м, а на Нижней Тунгуске у Большого Порога – на 33 м.

Норма и изменчивость годового стока. Многолетние колебания среднего многолетнего стока носят циклический характер. Хорошо выраженная синхронность в колебаниях годового стока наблюдается у рек, протекающих в пределах районов, характеризующихся более или менее однородными физико-географическими условиями. Чаще всего совпадают многоводные или маловодные фазы со сдвигом начала и окончания на 1–2 года.

Распределение среднего годового стока рек по территории характеризуется исключительной сложностью в связи с ее орографическими особенностями и разной увлажненностью. Среднемноголетний модуль годового стока изменяется от 1 до 30 л/(с·км^2). В равнинной части сток уменьшается с северо-запада на юго-восток. Наибольшая водность – 20–30 л/(с·км^2) у рек высокогорных районов: бассейны рек Катунь, Туба, левобережные притоки Китоя и верховья правобережных притоков Белой, реки хребтов Хамар-Дабана, Байкальского и Сыннырского, Станового нагорья.

Наименьшей водностью – 1–5 л/(с·км^2) – отличаются реки в пределах центральной части Тувинской котловины, центральной части бассейна Байкала, Иркутско-Черемховской равнины, Центрально-Якутской низменности, юга Забайкалья.

Изменчивость стока большинства сибирских рек невелика, коэффициент вариации не превышает 0,25. Высока изменчивость рек степных и лесостепных территорий юга Западно-Сибирской равнины и Забайкалья, где коэффициент вариации доходит до 0,5 и даже выше.

Внутригодовое распределение стока изменяется в пределах равнинной части территории в широтном направлении, в горной его части – с высотой местности. Распределение стока в течение года отличается большой неравномерностью (табл. 5.9). Около 70–95 % его объема проходит в теплую часть года. В зимние месяцы реки маловодны, иногда сток отсутствует вследствие промерзания (особенно на реках северо-востока Сибири).

Максимальный сток. Изменение доли половодья носит сложный характер. Она увеличивается с запада на восток в пределах Западно-Сибирской низменности, Среднесибирского плоскогорья, Алтая, уменьшается (до 40–50 %) для рек Верхоянского и Черского хребтов и еще более резко (до 25 % и менее) – для рек Витимского плоскогорья, Станового хребта, Хамар-Дабана, Алданского нагорья.

Половодье на реках обычно начинается в конце апреля–начале мая на юге, в конце мая–начале июня на севере, а заканчивается соответственно в первой половине июня и примерно в середине июля. Продолжительность

Таблица 5.9

Внутригодовое распределение стока рек по регионам Сибири

Регион	Сезонный сток, % от годового		
	Весна	Лето–осень	Зима
Крайний север и северо-восток Сибири	40–50	45–55	5
Западная Сибирь	45–55	35–45	10
Восточная Сибирь	70–80	15–25	5
Забайкалье, Яно-Индигирский район	30–40	55–65	5

его составляет 30–80 дней и зависит от размера бассейна, на небольших реках – 10–20 дней для безлесных бассейнов и 30–40 дней для лесных.

Максимальный сток половодья уменьшается с ростом залесенности, заболоченности, озерности бассейна, зависит от рельефа, определяется накопленными снегозапасами, интенсивностью снеготаяния и его пространственной одновременностью (дружностью), что в свою очередь зависит от климатических условий весны.

Для ряда территорий, расположенных в горах Южной Сибири и на востоке Якутии, максимальные расходы дождевых паводков превышают максимумы половодья. Это обусловлено сочетанием орографических условий, т. е. преобладанием горного крутосклонного рельефа, и климатических (малоснежной зимы, летним максимумом осадков континентального генезиса и др.). Паводки наблюдаются на всех реках территории. Общая продолжительность паводочного периода на реках южных районов составляет в среднем 3 месяца, северных – 1–2 месяца.

Минимальный сток. Большое его разнообразие объясняется существенными различиями условий увлажнения отдельных частей территории, а также влиянием гидрогеологических особенностей речных водосборов. В водном режиме рек Сибири выражены два маловодных сезона: зимняя (всегда и повсеместно) и летне-осенняя (на большинстве территорий, но в горах часто прерываемая паводками) межени.

В период устойчивой и продолжительной зимней межени доминирует подземное питание. Для многих малых и даже некоторых средних рек в зоне многолетней мерзлоты характерно перемерзание вследствие быстрого истощения стока, промерзания толщи грунтов, образования наледей. Для хозяйственного использования зимний сезон является наиболее напряженным по водности, т. е. лимитирующим.

По срокам и продолжительности зимней межени на территории Сибири, по А.М. Владимирову [1976], выделяются четыре района (рис. 5.3). Район 1 – самый большой (2/3 общей площади), занимает весь север Сибири. Межень в среднем начинается во второй половине октября и заканчивается в первой половине мая. Ее продолжительность в Западной Сибири около 200 дней, в Восточной – 220–230, а в бассейнах Анабара, Оленека, Яны, Индигирки – до 250 дней. Для больших рек межень обычно короче на 10–15 дней. Период наибольшего истощения стока на неперемерзающих реках приходится на март–апрель.

В средней и южной частях Западной Сибири (район 2) зимняя межень начинается в конце октября–начале ноября, а закачивается в апреле; ее продолжительность 160–170 дней, а в горах Алтая очень зависит от высоты – от 100 дней в предгорьях до 200 дней в высокогорье. Аналогична картина в бассейне Ангары и верховьях Енисея (район 3): начало межени на севере в первой половине октября, на юге – в конце октября–начале ноября. Продолжительность меженного периода на севере района составляет 190–210 дней, в Саянах – 170–180, а в хребтах Прибайкалья – 150–170 дней. Наконец, в юго-восточном районе 4 зимний меженный период начинается в конце октября–начале ноября и длится до конца марта–начала апреля.

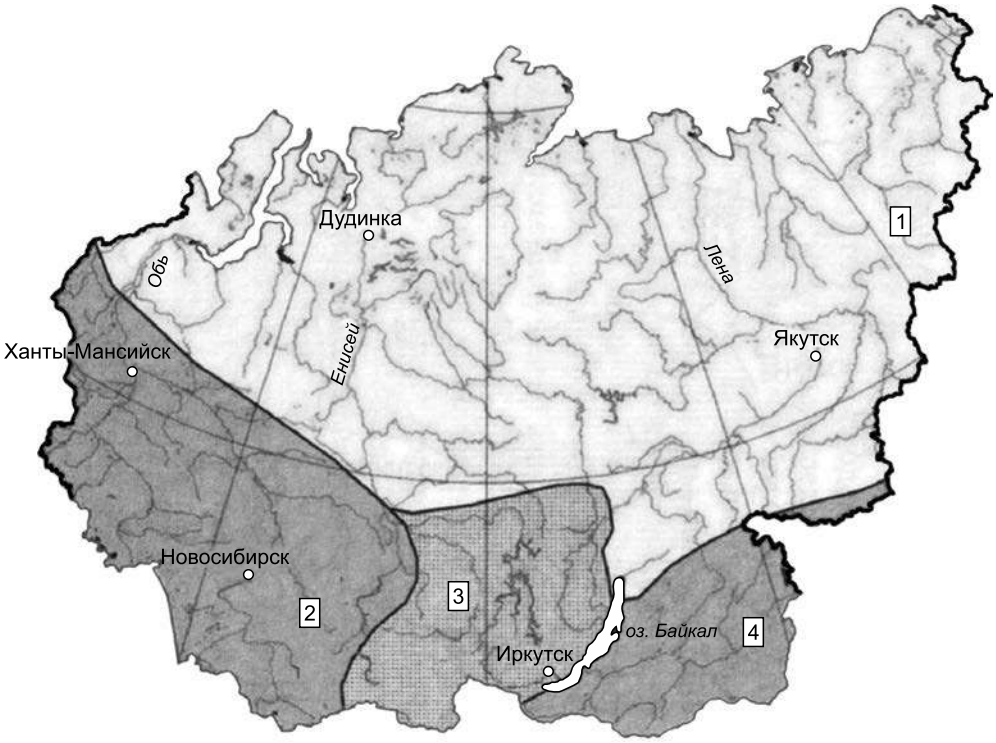


Рис. 5.3. Районирование территории Сибири по срокам и продолжительности зимней межени.

1–4 – см. пояснения в тексте.

Длительность межени очень контрастна: от 200 дней в бассейнах Витима, Олекмы, Уды до 120–130 дней в районе южной границы. Величины зимнего минимального суточного стока изменяются по территории от 0 до 2,5 л/(с·км^2). Зимние минимумы по своей абсолютной величине значительно меньше летних.

Пространственные особенности летне-осенней межени имеют более сложный характер. По районированию А.М. Владимирова [1976], на территории Сибири выделено 12 районов, в большинстве которых меженный период прерывается дождевыми паводками. На севере межень более устойчива, на юге менее выражена, особенно в многоводные годы. Средняя продолжительность меженного периода колеблется от 70–90 дней на севере до 30–50 дней на юге. В питании рек принимают участие не только подземные, но и паводочные поверхностные воды. Минимальные летние суточные модули изменяются от 0,02–0,1 до 10–12 л/(с·км^2). Прекращение стока летом наблюдается только на малых водотоках засушливых районов.

Современные изменения сезонного стока. Основной особенностью этих изменений для рек Сибири, как и всей России, связанной с климатическими изменениями, является повсеместное его увеличение зимой

[Шикломанов, Георгиевский, 2007]. Наибольшее его увеличение (на 40–70 %) характерно для левобережья Иртыша; в бассейне Лены, а также на реках тундры и лесотундры оно составляет 10–30 %, а в бассейне Енисея и на реках Забайкалья – 10–20 %. Летне-осенний сток увеличился на левобережье Иртыша и Тобола, в бассейне Лены (на 10–20 %). Более всего – на реках Северо-Востока – до 30 %. В многоводные периоды тенденции неоднозначны: в бассейне верхнего течения Оби сток уменьшился на 10–25 %, на реках Забайкалья – на 5–15 %. На притоках Тобола и Иртыша сток весеннего половодья, напротив, увеличился на 15–25 %, на притоках Лены (Олекма, Витим, Амга) – на 10–20 %, еще более – в бассейнах рек Оленек и Колыма.

Термический режим рек. Температура воды зависит от климатических условий, источников питания, направления течения реки, скорости течения и глубины потока. Существенное влияние на нее оказывают местные факторы: грунтовое питание, многолетняя мерзлота, речные и грунтовые наледи, сохраняющиеся в горах до летнего сезона, а также карстовые явления. В горах на термический режим рек значительно влияет высотная зональность. Воды горных рек, как правило, являются более холодными по сравнению с реками, текущими по равнине. Влияние многолетней мерзлоты проявляется в значительном понижении температуры грунтовых и почвенных вод. Для режима больших рек, протекающих в основном с юга на север и северо-запад, характерно возрастание температуры воды от истока к устью, связанное с нарастанием водности и изменениями условий нагрева воды рек.

Температура воды из года в год колеблется в относительно небольших пределах. Годовой ход температуры воды в общих чертах повторяет колебания температуры воздуха. Температура воды повышается с севера на юг и юго-восток. Начиная с октября и вплоть до середины апреля температура воды близка к нулю. Однако у некоторых горных рек вода в декабре–январе имеет температуру 0,7–0,8 °С. Весной в связи с потеплением отмечается постепенное повышение температуры воды. Максимумы температуры воды обычно наступают во второй половине июля, их значения колеблются от 6,0 (на северо-востоке) до 28 °С. В августе вода большинства рек начинает охлаждаться. В сентябре среднемесячная температура воды в реках южных районов понижается до 7–10 °С, а у северных рек – до 3–5 °С, а местами до 1 °С. В октябре–ноябре местами наблюдается переохлаждение воды и образование донного льда и шуги. В целом среднегодовая температура воды рек в пределах рассматриваемой территории изменяется от 2 до 6 °С.

Следует подчеркнуть, что температура речной воды вообще-то нестабильна вследствие климатических изменений, но тенденция ее увеличения за последние 40 лет преобладает, особенно в низовьях крупных рек, расположенных в арктической зоне. Так, современная температура в нижнем течении р. Колымы превышает температуры предшествующего периода на 0,5 °С в мае–июне и на 0,2–0,4 °С в августе–октябре [Магрицкий и др., 2007]. Более ранними стали и сроки перехода температуры воды через 0°, через 10°, а осенью, наоборот, – типично смещение дат на более поздние сроки.

Существенное влияние на термический режим водных объектов оказывает регулирование стока. Сооружение каскада водохранилищ на Ангаре и Енисее обусловило понижение температуры в мае–сентябре: на Енисее на 8,7°, на Ангаре – на 11,6°. На Енисее влияние плотины Красноярской ГЭС прослеживается ниже по реке на 600–800 км. На Вилюе наоборот отепляющее влияние плотины прослеживается в мае на расстоянии до 900 км.

Тепловой сток рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, максимален для крупнейших рек и в среднем за год составляет: для Енисея – $16{,}0 \cdot 10^{15}$ кДж, для Лены – $15{,}7 \cdot 10^{15}$, для Оби – $13{,}5 \cdot 10^{15}$, для Колымы – $4{,}0 \cdot 10^{15}$ кДж. Он имеет большое значение для формирования режима морей Северного Ледовитого океана. Изменения климата и регулирования стока привели к трансформации теплового стока, но не для всех рек. В частности, для Оби, Таза, Пура, Енисея (в устье) он фактически не изменился, на Ангаре возрос, но не более чем на 5 %, а на Яне увеличился на 40 % по сравнению с периодом 1936–1950 гг.

Ледовый режим рек. Для рек Сибири характерны значительная продолжительность существования ледяных образований, преобладание устойчивых и разнообразных форм ледовых явлений, широкое распространение внутриводного и донного льда, перемерзания рек, наледных явлений, значительная толщина льда и зашугованность русел. На реках ежегодно в октябре–ноябре (сентябре–начале октября для северных рек) образуется ледостав, которому предшествует период замерзания (возникновение и развитие заберегов, появление шуги, ледохода). Продолжительность ледостава на реках южной части территории составляет 140–190 дней (в высокогорных районах 160–170 дней). На реках северных районов длительность его достигает 210–260 дней. Толщина льда на реках колеблется в больших пределах, средние ее значения – 30–50 см для рек южной и 180–270 см для рек северной территории. Наибольшей толщины лед достигает в феврале–марте. На промерзающих до дна реках толщина льда зависит от глубины потока во время образования на нем ледяного покрова, на ряде рек – от формирующихся на них наледей.

Весной с наступлением положительных температур воздуха ледяной покров начинает таять и разрушаться. Весенние процессы на промерзающих реках наблюдаются с появления сначала стоячей, а потом текучей воды поверх льда. На больших непромерзающих реках процесс весеннего разрушения льда начинается с появления талой воды на льду. Уже в марте вскрываются реки Алтая, остальные – в апреле–июне (рис. 5.4). В это время наблюдаются выходы воды на поверхность льда, образование закраин, происходят подвижки льда, отмечается весенний ледоход, возникают заторы льда и т. д. Продолжительность периода вскрытия рек составляет в среднем 34 дня и изменяется от 21 до 46 дней. Ледоход продолжается обычно 1–6 дней. На горных участках он имеет прерывистый характер и может растягиваться на 15–20 дней. В период прохождения весеннего ледохода нередко образуются заторы льда. Продолжительность заторов обычно невелика и не превышает 1–2 дней, лишь в нижних участках больших рек она может достигать 5–6 дней.

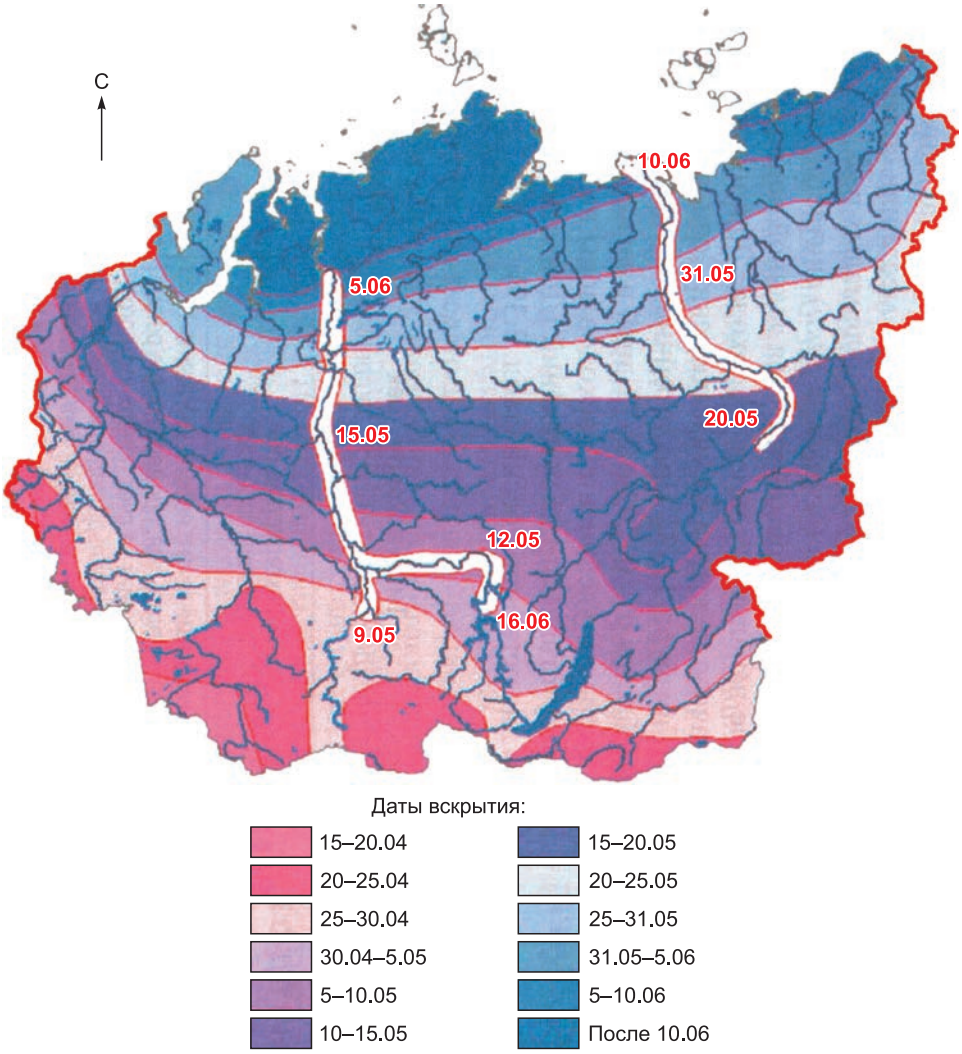


Рис. 5.4. Среднемноголетние даты вскрытия сибирских рек.

Изменения климата сдвинули и сроки фаз ледового режима, хотя и не повсюду. Например, в верховьях Оби лед появляется на 5 дней позже, а вскрывается река на 10 дней раньше, чем 30–40 лет назад. Нижняя Лена начинает замерзать на 2 дня раньше, вскрывается на 2 позже, чем ранее. На среднем Енисее вообще изменений не наблюдается.

Сток наносов. Речные наносы формируются в основном за счет смыва твердых частиц с поверхности водосбора, а также в ходе взаимодействия с аллювиальными отложениями – береговыми, русловыми, пойменными. Взвешенные наносы передвигаются вдоль русел со скоростью движения воды. Влекомые наносы транспортируются водными потоками по поверхности дна рек отдельными частицами или в виде гряд.

Гранулометрический состав наносов состоит из семи фракций (глина, ил, пыль, песок, гравий, галька, валуны) различного диаметра и определяется условиями их формирования и транспортирующей способностью потока. Величина мутности воды и суммарного стока наносов рек изменяется с высотой местности, от лесистости водосбора, состава подстилающих пород, а также уменьшается с юга на север. В связи с разнообразием природных условий водосборов мутность изменяется не только в зависимости от водности и времени года, но и по длине реки. Модуль стока взвешенных наносов варьирует в Сибири от менее 5 в лесоболотной зоне Западной Сибири и на Среднесибирском плоскогорье до 100 т/(км^2·год) на остальной территории. Средняя мутность взвешенных наносов на равнинной части Сибири в основном менее 50 г/м^3, для горных рек повышается до 100 г/м^3, а для отдельных территорий в бассейнах верхней Оби, Яны, Индигирки доходит до 250 г/м^3 и более. Доля стока влекомых наносов изменяется в широких пределах – от 5 до 85 %, причем минимальна в бассейне верхнего течения Оби.

Более 80–90 % стока наносов проносится реками в многоводные периоды, особенно в период весеннего половодья, на зиму приходится всего лишь около 1–2 %. Мощное влияние на сток наносов оказывает регулирование стока: наносы аккумулируются в верхних подпертых бьефах и резко сокращаются ниже плотин. Так, сток наносов ниже плотины Новосибирской ГЭС уменьшается на 71 %, а на Вилюе ниже плотин – наполовину.

Гидрохимический режим и ионный сток. По химическому составу большинство сибирских водотоков принадлежит к гидрокарбонатному классу, группе кальция, соотношение основных ионов в течение года существенно не меняется. В зонах тундры, лесотундры и особенно тайги преобладают маломинерализованные воды с высоким содержанием органических веществ. К югу возрастает минерализация, уменьшаются органические вещества, усложняется химический состав за счет увеличения сульфатных и хлоридных ионов. Однако минерализация изменяется в течение всего года. Самая низкая на всех реках территории отмечается, как правило, в период половодья и составляет на севере – менее 50 мг/л, в центральной части – 50–120 мг/л, на юге повышается до 200 мг/л и более (рис. 5.5, *а*). Минерализация паводочных вод выше таковой половодных: на севере достигает 40–60 мг/л, в центральной части и на юге – 200–400 мг/л, в горах – не более 100–200 мг/л. Наибольшие значения зафиксированы в период межени: на севере – 50–100 мг/л, в центральной части – 400–600 мг/л и более, на юге – 200–400 мг/л и выше (см. рис. 5.5, *б*). В межень реки всех природных зон характеризуются минимальными значениями цветности, перманганатной и бихроматной окисляемости, а в половодье их показатели увеличиваются в 1,5–3 раза.

В Сибири также имеется относительно небольшое количество соленых озер разнообразного состава и с высокой минерализацией (нередко выше 1 г/л). Они в основном приурочены к межгорным котловинам юга Восточной Сибири (Зун-Торей, Барун-Торей, Шира и др.) и степной зоне Западной Сибири.

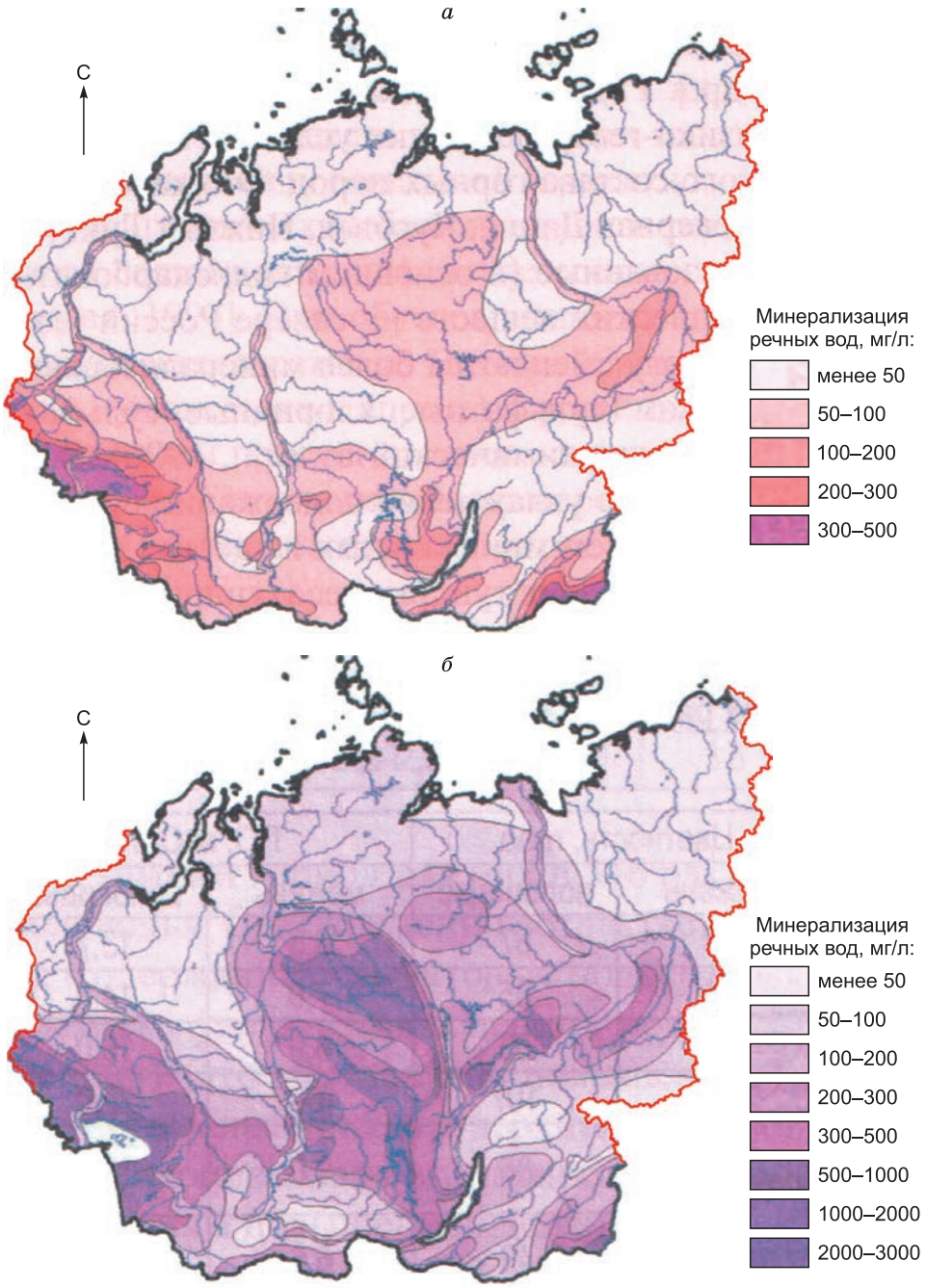


Рис. 5.5. Минерализация речных вод Сибири в период максимального (*а*) и минимального (*б*) стока.

Пространственная дифференциация территории Сибири по величине стока растворенных веществ определяется как зональными факторами, так и множеством азональных, среди которых тип рельефа, литология горных пород, размер реки, озерность и лесистость бассейна и т. п. Более 70 % этого стока составляет сток главных ионов (ионный сток). Территория Сибири сравнительно слабо подвержена химической денудации, поэтому модуль ионного стока для большинства речных бассейнов составляет 20–40 т/(км^2·год). Наибольший вклад в поступление ионного стока в Северный Ледовитый океан вносят Енисей, Обь и Лена, доля каждой реки превышает 25 % поступления этого стока всех российских рек.

5.3. РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Русловые процессы как совокупность явлений, связанных с взаимодействием потока и грунтов, лежат в основе русловых деформаций, постоянно изменяющих формы русла и русловый рельеф, причем различают вертикальные и горизонтальные деформации. В морфогенетической классификации МГУ выделяются три основных типа рек (равнинные, полугорные и горные), которые делятся на разновидности с учетом геоморфологических условий формирования русел (широкопойменные, адаптированные и врезанные) и формы русла на плане местности (меандрирующие, разветвленные и относительно прямолинейные русла). Их сочетание, преобладание и закономерности расположения определяются большим разнообразием географических факторов [Чалов, 2008; Закономерности..., 2012]. В общем случае, чем больше поток воды и наносов – основных активных факторов русловых процессов, тем больше их интенсивность, поэтому большое значение имеет размер водотока. Если для малых и средних рек русловый режим в итоге преимущественно связан с зональными географическими условиями, то для больших и особенно крупнейших рек он в основном является полизональным.

На территории России по русловому режиму рек выделены две зоны [Чалов, 1999]. В Сибири Северная зона включает три области: Западно-Сибирскую, Алтае-Саянскую и Восточно-Сибирскую. Для Западно-Сибирской области характерно снижение роли межени в русловых переформированиях. В Восточно-Сибирской области большую роль в деформации дна и берегов имеют летне-осенние паводки, поскольку к ним приурочен основной сток наносов, а в период половодья наличие промерзших грунтов ограничивает размывы русла. Алтае-Саянская область в основном представлена горными реками с галечно-валунными руслами.

В Южной зоне к Сибири относится Южно-Западносибирская область. Руслоформирующие расходы в ней в основном происходят в кратковременный период половодья. Малые реки в межень пересыхают, зимой промерзают, с прекращением взаимодействия в системе поток–русло. Для них характерны заиление и деградация.

При выполненном Р.С. Чаловым [2008] районировании по типам русловых процессов выделяются территории с преобладанием русел горных, полугорных и равнинных рек, причем крупнейшие реки разбиваются на участки с доминированием этих типов (рис. 5.6).

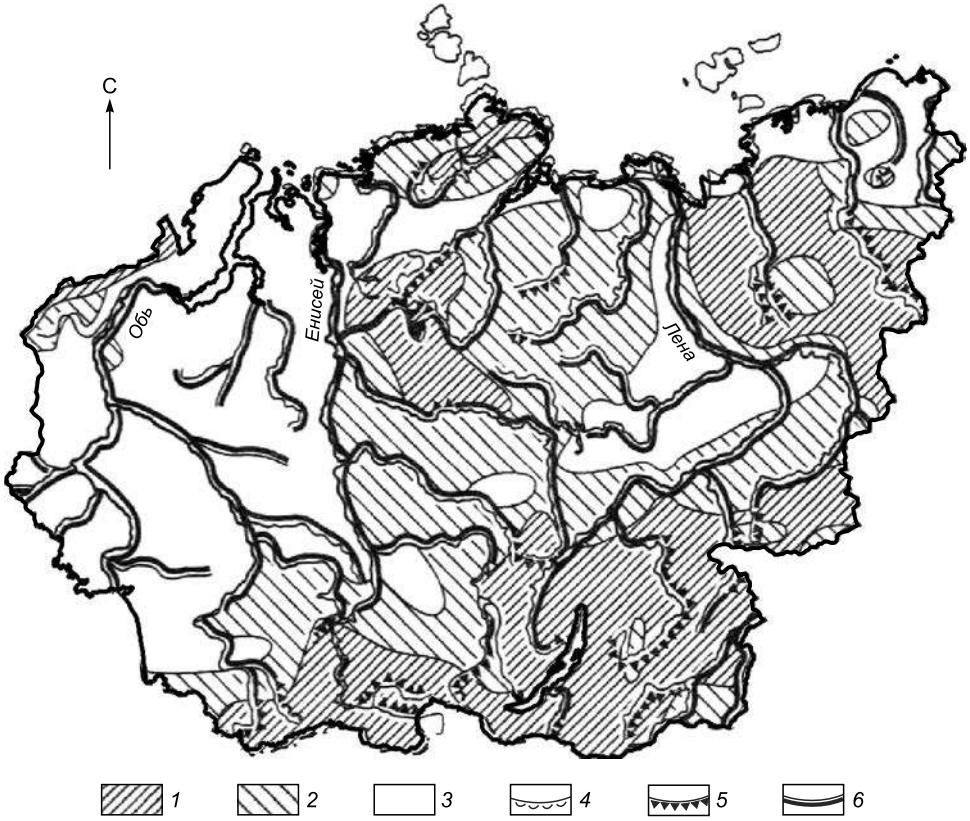


Рис. 5.6. Районирование Сибири по распространению горных (*1*), полугорных (*2*) и равнинных (*3*) рек.

Участки больших рек с горным (*4*), полугорным (*5*) и равнинным (*6*) руслом (по Р.С. Чалову [1999]).

Русловый режим рек равнинных территорий в основном контролируется геолого-геоморфологическими условиями, в горных условиях преобладает высотная зональность русловых процессов. Наиболее сложны условия в предгорной зоне, где реки сочетают равнинные и горные черты, и доминирует полугорный тип руслового процесса, который интенсивен и в половодье, и в паводки.

Для рек Западно-Сибирской равнины характерны условия свободного развития русловых деформаций и усиленное меандрирование, причем на больших реках темпы отступания берегов составляют 5–10 м в год и более. В пределах Восточной Сибири преобладают врезанные и адаптированные русла, соответствующие ограниченным условиям развития русловых деформаций, причем в первую очередь из-за многолетней мерзлоты.

Русловый режим многих рек отражает возрастающее влияние хозяйственной деятельности. Непосредственно на русла влияют регулирование

стока, спрямление и расчистка русла для нужд водного транспорта, изъятие песка и гравия из русловых карьеров. На водосборе имеют главное значение агротехнические и лесохозяйственные мероприятия, горные разработки, изъятие стока на промышленные и прочие нужды.

5.4. ВОДНЫЙ БАЛАНС

Водный баланс и его структура – традиционно основные показатели, связывающие атмосферу и гидросферу, тепло- и влагооборот. Водно-балансовая оценка территорий обычно проводится на основе трехчленного уравнения водного баланса общего вида для среднегодового периода, когда приход влаги в виде осадков соответствует ее расходованию на речной сток и суммарное испарение.

Водно-балансовые расчеты выполнены на основе многолетних исследований Государственного гидрологического института [Методы..., 1981; Водные ресурсы..., 2008]. При этом значения осадков получены планиметрированием карт изогиет, сток определялся на основе длительных рядов наблюдений, а испарение рассчитывалось по разности осадков и стока. В итоге получены среднегодовые значения элементов водного баланса, его структуры, показателем которой выступает коэффициент стока, т. е. отношение стока к осадкам, и ресурсов речного стока для Сибири, ее частей и бассейнов крупнейших рек (табл. 5.10, 5.11).

Выше уже говорилось, что ресурсы стока составляют более половины ресурсов России, хотя среднегодовые значения осадков и стока несколько уступают средним по стране. Коэффициенты стока Сибири и России идентичны. Однако внутри Сибири наблюдается резкая дифференциация условий влагооборота, что приводит к существенным различиям водно-балансовых элементов и структуры баланса. Наименьший сток характерен для бассейнов Вилюя, Иртыша и Тобола. Для бассейнов Олекмы, Витима, Колымы отмечаются наивысшие коэффициенты стока, объясняемые наличием многолетнемерзлых горных пород при достаточном увлажнении. Около 15 % всех ресурсов стока страны формируется в бассейне Енисея.

Таблица 5.10

Водный баланс и водные ресурсы Сибири

Территория	Элементы водного баланса, мм/год			Коэффициент стока	Ресурсы речного стока, км^3·год/% от России
	Осадки	Сток	Испарение		
Россия	539	235	304	0,44	4273/100
Сибирь	480	218	262	0,45	2350/55
Западная Сибирь	543	198	345	0,36	491/11
Восточная Сибирь	530	290	241	0,55	1272/30
Якутия	390	176	214	0,45	577/14

Таблица 5.11

Водный баланс и водные ресурсы бассейнов крупнейших рек Сибири

Речной бассейн	Элементы водного баланса, мм/год			Коэффициент стока	Ресурсы речного стока, км^3·год/% от России
	Осадки	Сток	Испарение		
Обь	569	163	406	0.29	404/9,4
Иртыш	510	79	431	0,15	85/2,0
Чулым	600	187	413	0,31	25/0,6
Тобол	531	73	456	0,14	26/0,6
Енисей	488	246	242	0,50	630/14,7
Ангара	400	150	250	0,38	138/3,2
Подкаменная Тунгуска	499	230	269	0,46	55/1,3
Нижняя Тунгуска	500	249	251	0,50	116/2,7
Оленек	350	169	181	0,48	40/0,9
Лена	423	215	208	0,51	532/12,4
Витим	501	305	196	0,60	63/1,5
Олекма	514	278	236	0,54	58/1,4
Алдан	434	221	231	0,51	161/3,4
Вилюй	357	102	255	0,29	49/1,2
Яна	355	130	225	0,37	32/0,8
Индигирка	364	149	215	0,41	53/1,2
Колыма	377	210	167	0,56	123/2,9

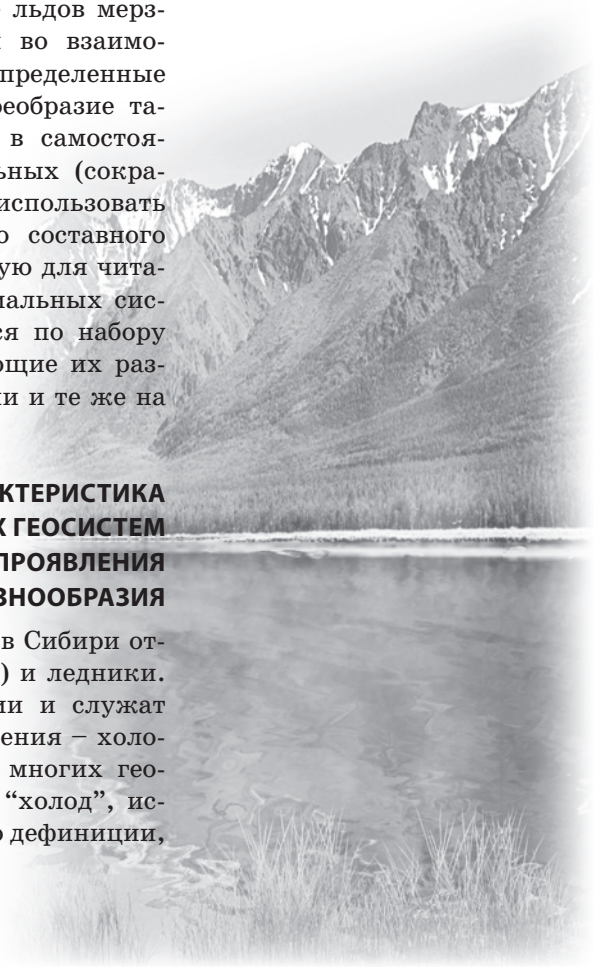
* * *

Основная часть водного фонда России и водного потенциала страны, как водоснабженческого, так и гидроэнергетического, относится к Сибири. Учитывая все возрастающую на нашей планете роль воды, которая через несколько десятилетий станет самым ценным ресурсом, значение сибирских водных ресурсов и внутри страны, и в международном аспекте становится огромным и определяющим перспективы социально-экономического развития.

Глава 6

МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА И КРИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Холод – особое природное явление. Будучи его продуктом, все природные льды становятся явлениями, тесно связанными друг с другом, а в Сибири делается закономерным сосуществование льдов мерзлотного и ледникового происхождения. Господство на данной территории холодного континентального климата и в настоящее время, и в течение всего плейстоцена обусловливает необходимость создания особой, сибирской модели развития природных льдов. Опираясь на системно-географический подход, можно реально оценивать развитие льдов мерзлотного и ледникового происхождения во взаимодействии, соответственно объединив их определенные совокупности в особые геосистемы. Своеобразие таких геосистем позволяет выделить их в самостоятельный тип – криолитогенно-гляциальных (сокращенно – криогляциальных), или, если использовать для обозначения первой части данного составного термина русскоязычную, более привычную для читателей терминологию, – мерзлотно-гляциальных систем. Такие геосистемы могут отличаться по набору включенных в них льдов, но определяющие их развитие закономерности в целом будут одни и те же на всей территории Сибири.



6.1. ХОЛОД КАК ФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭЛЕМЕНТОВ СИБИРСКИХ ГЕОСИСТЕМ И ФАКТОР, КОНТРОЛИРУЮЩИЙ ПРОЯВЛЕНИЯ КРИОРАЗНООБРАЗИЯ

К главным компонентам криосферы в Сибири относят многолетнемерзлые породы (ММП) и ледники. Они находятся в тесном взаимодействии и служат продуктом фонового (для них обоих) явления – холода, который определяет здесь развитие многих геосистем. Но, широко используя понятие “холод”, исследователи все еще не договорились о его дефиниции,

что (в плане концептуальных и методологических подходов к изучаемым явлениям) приводит при их обозначении к очевидной неопределенности. И поскольку о холодном мире накоплен большой материал, его использование без четких концептуально-методологических установок порождает различные противоречия, в том числе терминологические. Чтобы быть понятыми, исследователям при изложении своих взглядов приходится пояснять, в рамках какого концептуального поля и с использованием какого терминологического ресурса они оперируют данными. Поэтому закономерно, что сегодня поставлен вопрос об объединении имеющихся сведений в систему научных взглядов для всех порожденных холодом явлений, которые целесообразно, рассматривая их с единых позиций криологии Земли, охватить понятием “криоразнообразие” [Мельников и др., 2010, 2013; Шейнкман, Мельников, 2014].

Напомним, что со времени предыдущего этапа подобного обсуждения явлений, обусловленных холодом, прошло более 30 лет. Эти крайне важные вопросы были поставлены Ш.Ш. Гасановым [1981, 1984] как отклик на бурно дискутировавшееся в 1970-х годах внедрение в науки о Земле системного анализа, воплотившееся в итоге в создании В.Б. Сочавой [1978] учения о геосистемах. Сегодня на этой основе учеными ведется активный поиск путей для того, чтобы обобщить всю имеющуюся информацию о процессах холодного мира. Дело в том, что исследования в данном направлении часто замыкаются внутри одной области знаний, и при этом теряется большой объем сведений, которые можно получить только в случае подхода к решаемой проблеме с позиций ее изучения на стыке наук, привлекая потенциал и инструменты исследования каждой из дисциплин и рассматривая изучаемые явления с точки зрения объединяющей их науки. Поиск таких путей крайне важен: с одной стороны, среди основных направлений криологии Земли появляются автономные отрасли, претендующие на роль самостоятельных дисциплин, а с другой – возникает стремление к системному целостному знанию, что обусловливает потребность в выработке идей, способных противостоять наиболее устойчивой тенденции в науке – дифференциации. Как точно заметил Ш.Ш. Гасанов [1984], все это является следствием осознания невозможности синтеза нового знания, не выходя за пределы конкретной научной дисциплины.

В нашем случае сложность проблемы усиливается тем, что в науках о Земле холод как природный феномен исторически был предметом изучения не просто различных дисциплин: они различны и по охвату конкретными областями знаний, и по времени своего возникновения, и по происхождению в целом. Это породило обусловливающие субъективность взглядов стереотипы, зачастую формируемые просто по праву первого обозначения исследователями того или иного явления.

Закономерно, что в первую очередь холод как явление стал исследоваться теми из наук, у которых для изучения берется наиболее ярко выраженный его продукт – мерзлые толщи литосферы и льды, образующие в составе литосферы отдельную группу природных образований – геологических тел на земной поверхности. Эти льды изучаются близкими дисциплинами – мерзлотоведением и гляциологией, которые в основном и опре-

деляют главное содержание объединяющей их науки – криологии Земли. Казалось бы, суть объединяющих позиций ясна и не вызывает сомнений: холод порождает разные образования, которые могут изучаться самостоятельными науками, но при переходе на явление коренного характера – непосредственно на холод, взгляды исследователей должны базироваться на общей основе. Однако происходит это далеко не всегда.

Причина в том, что в качестве полисинтетической науки криология Земли выступает как молодая отрасль знания. Лишь в 1966 г. одним из основоположников мерзлотоведения Н.И. Толстихиным [1974] она была обозначена как дисциплина, изучающая все обусловленные холодом явления в особой холодной оболочке Земли – криосфере, а не только как наука о льдах [Dobrowolski, 1923]. Причем, определяя криологию как единую науку о холодном мире, Н.И. Толстихин не без сожаления отмечал, что в его время такой подход еще должным образом не был воспринят, поскольку общепризнанных точных и единых определений и понятий ни о криосфере, ни о криологии тогда не было.

Тем не менее в 1970 г. при Отделении океанологии, физики атмосферы и географии АН СССР был создан Научный совет по криологии Земли, что можно считать для этой науки точкой отсчета. Хотя отдельные научные направления, вошедшие в ее состав, были основаны гораздо раньше. В начале XVIII в. зародились научные направления по изучению холода вообще – в рамках учения о теплоте, и уже в конце XVIII в. были заложены основы гляциологии. Однако в связи с тем, что криология Земли как полисинтетическая наука – дисциплина молодая, исследователи до сих пор дискутируют о том, что конкретно относить к предмету изучения соответствующей ее отрасли, и на этой почве по-прежнему возникают разночтения.

Преодолеть их крайне важно. Обусловленные холодом явления неразрывно связаны друг с другом, и недоучет любого из них только потому, что он является предметом изучения в соседней области знаний, может привести к искажению оценок состояния окружающей среды и к погрешностям при построении трендов ее развития.

К сожалению, исследователи еще не определились, как обозначать категорию “холод”. Будучи антропосенсорным явлением, оно воспринимается по-разному. Это понятие нужно наполнить физическим содержанием и придать ему соответствующий статус, но в физике таких величин нет – в ней категории “холод” и “тепло” являются не дефинициями, а терминами свободного пользования. Эта наука оперирует понятиями “теплота” и “тепловая энергия”, и согласно “Физической энциклопедии...” [1998, с. 748], “теплота – это форма беспорядочного движения образующих физическое тело частиц, которое называется тепловым, и ее мерой служит количество теплоты – величина, ассоциируемая с тепловой энергией, передаваемой или получаемой при теплообмене”.

Однако вне конкретных дефиниций понятие “тепло”, в отличие от понятия “холод”, в криологической науке фигурирует, и под ним как раз упрощенно и подразумевают степень активации атомно-молекулярного движения в соответствующей среде. Однако термин “холод” – антипод по-

нятия “тепло”, и это тоже физическое явление, которое можно воспринимать как отражение ослабления в изучаемом теле или среде активности атомно-молекулярного движения. Казалось бы, с таких позиций данное явление понятно. Но приходится констатировать, что даже такой условной формулировки для понятия “холод” пока не принято. В лучшем случае в литературе встречаются пояснения, что под холодом понимается состояние среды, лишенной некоторой доли тепла. В науках о Земле это приводит к тому, что исследователи, желая дать характеристику тому или иному явлению, используя термин “холодный”, далеко не всегда имеют в виду одно и то же и, соответственно, не всегда однозначно озвучивают обозначаемые ими явления.

Иными словами, сложилась парадоксальная ситуация. Оперируя, казалось бы, привычным понятием “холод”, исследователи не дают ему однозначной дефиниции, и в литературе встречаются разночтения и в определении статуса дисциплин, связанных с изучением холодного мира, и в плане формирования концептуального поля, которым порождаемые холодом природные явления могут быть охвачены. Однако наука требует строгих дефиниций, тем более что необходимость разрядить ситуацию с образовавшейся неоднозначностью назрела: северные территории активно осваиваются, делать это нужно на научной основе, и вопрос об упорядочивании подходов, когда требуется четко обозначить категорию “холод”, стоит на повестке дня. Ведь оперировать им в науках о Земле приходится постоянно – при описании класса природных явлений, прежде всего связанных с образованием особых горных пород – мономинеральных ледовых (из различных видов льда) и сложно структурированных мерзлых.

Оперируя понятием “теплота” как мерой энергии, переходящей от одного тела к другому, в качестве показателя тепловой активности физика использует температуру – четко определенную величину, которая употребляется для измерения нагрева или охлаждения тел и сред. Следовательно, опираясь на температурное состояние соответствующей среды, можно оценить, какую часть тепловой энергии должна она отдать, понизив свою температуру, чтобы после этого ее можно было считать холодной, и тогда условиться, какие явления охватывать понятием “холод” и с помощью каких индикаторов характеризовать его статус.

Любое упорядочивание знаний начинается с терминологии. У нее есть две основные составляющие – семантика и этимология, и для нашего случая принципиальное значение имеет учет их обеих. Начала многих наук были заложены на языках цивилизаций, возникших в Средиземноморье, и в значительной степени зафиксированы на латыни и греческом языке, которые стали основой научного лексикона, в том числе в науках о Земле. Поскольку Средиземноморье находится в субтропиках, то в языках населяющих его народов параметры наиболее холодной для них среды были связаны с таким четко выраженным природным индикатором, как замерзание воды, и сильный холод ассоциировался с появлением снега и льда. Для обозначения подобной ситуации были предложены латинские слова “nivalis” и “glacialis”. Главный смысл первого – “снежный”, второго – “ледяной, льдистый”. Но также у них есть значения “холодный как снег” и

“холодный как лед” [Дворецкий, 1986]. На древнегреческом языке аналогичным было использование слова “χρνοζ” – “криос”, поскольку, с одной стороны, оно означает “лед”, но в то же время ассоциируется с понятием “холодный как лед” и имеет также смысловое значение “холод, мороз” [Дворецкий, 1958]. То же самое прослеживается и в языках других народов Средиземноморья. Например, на иврите “холод” обозначает слово “קור” – “кор”, созвучное с греческим “криос”, а производное от него слово “кэрах” (“קרח”) означает “лед”.

Исторически сложилось так, что в науках о Земле, не приведя понятие “холод” к какой-то дефиниции, исследователи взяли за основу символизирующие его продукты – снег и лед, и в результате стали формироваться научные направления, нацеленные непосредственно на их изучение. Впервые это произошло в Альпах, где в конце XVIII в. было обращено внимание на многолетний лед, образующий ледники, и были заложены основы науки о них, которую, опираясь на латинское значение слова “лед”, назвали гляциологией. Но как элемент ММП лед был признан гораздо позже: лишь после опубликования известным российским ученым А.Ф. Миддендорфом, причем в европейских изданиях, результатов его исследования мерзлых толщ, проведенного им в Якутии в 1844–1846 гг. После такого признания рядом специалистов было предложено охватывать гляциологией все виды льда, однако для большинства исследователей эта дисциплина осталась наукой о ледниках, и стали вводиться уточнения: гляциология в широком понимании – наука обо всех видах льда, гляциология в узком понимании – наука о ледниках. Чтобы избежать разночтений, А.Б. Добровольский [Dobrowolski, 1923] и предложил, опираясь уже на греческое слово “криос” в значении “лед”, считать криологию общей наукой о природном льде, а оболочку Земли, в которой вода способна находиться в кристаллическом состоянии, – криосферой. Однако коррективы внесло формирование мерзлотоведения, обоснованного в появившейся вслед за работой А.Б. Добровольского монографии М.И. Сумгина [1927].

Мерзлотоведение изучает мерзлые толщи в целом, а не только лед в их составе, а также среды с отрицательными температурами и в атмосфере, и в гидросфере. Термин “криосфера”, как отмечалось выше, было предложено наполнить новым смыслом и использовать его для обозначения всей оболочки Земли, для которой характерно возможное существование льда. Соответственно дисциплиной, всесторонне изучающей свойства криосферы, стала криология. Были предложения использовать для этих целей другое греческое слово “πάγοζ” – “пагос”, также означающее холод, но соответствующая наука тогда называлась бы неблагозвучно – “пагология”, и, кроме того, это слово не отражает в своем содержании конкретный феномен – замерзание воды. Поэтому целесообразней понятие “холод” употреблять в привычном (с античных времен) понимании – на основе греческого слова “криос”, и ввести его в научный лексикон, конкретно ассоциируя с ситуацией, когда происходит переход воды в твердую фазу.

Таким образом, если под категорией “тепло”, так или иначе, подразумевается форма энергии, отражающая активацию атомно-молекулярного

движения в соответствующей среде, то его антипод “холод” можно ассоциировать с ослаблением этого движения, и обозначить данное физическое явление в соответственных отраслях криологии как состояние среды, когда потери ею тепловой энергии приводят к опусканию температуры до нуля (точки замерзания воды в обычных условиях) и ниже. Именно такой подход позволяет избежать разночтений, подчеркивая, что к главным составляющим криологии Земли относятся самостоятельные, но соприкасающиеся дисциплины – мерзлотоведение и гляциология, предметом изучения которых являются разные элементы криосферы.

Кроме того, это дает возможность ранжировать порождаемые холодом явления на высокотемпературные, с температурой около нуля, когда превалирующую роль играют затраты тепла на таяние льда, и низкотемпературные, когда на первый план выходит такая потеря породами тепловой энергии, которая ведет к опусканию их температуры существенно ниже нуля. Отсюда возможность четкого обозначения и часто используемого понятия “запас холода” – эквивалента тепла, требуемого для повышения температуры охлажденного льда до точки плавления, и тепла, необходимого для таяния льда.

Пока же гляциологи, даже определяя свою отрасль как охватывающую все льды, вопросы промерзания горных пород обычно оставляют в стороне, тогда как мерзлотоведы ледники в круг своих объектов предпочитают не включать, хотя это явление порождено холодом и тесно связано с ММП. В итоге исследователи упускают важные характеристики ряда явлений холодного мира, что, в свою очередь, становится причиной разночтений. К сожалению, причина этой ситуации заключается в стойкости привычных стереотипов, сформированных в результате разновременного и разнопланового развития дисциплин, составляющих криологию Земли.

Тем не менее выход на общеметодологические принципы криологии Земли, объектом которой в определенной иерархии становятся все порождаемые холодом явления, вполне реален, что как раз и подчеркивал Ш.Ш. Гасанов [1984]. Он писал, что методологическая база науки “...мотивируется тенденцией развития всего научного познания, направленной на пересмотр его логических оснований и поиск эффективных способов синтеза, а следовательно, теоретического знания”. И далее: “...Одним из эффективных средств стимулирования интегративных тенденций служит внутридисциплинарный синтез, что в самом общем виде означает преодоление эмпиризма в процессе получения нового знания, сведения всего неконтролируемого многообразия объектов изучаемой реальности к единому основанию с последующим редуцированием из него контролируемого и управляемого конечного множества объектов” (с. 4). Эти мысли актуальны и сегодня, поскольку Ш.Ш. Гасанов [1984] отмечал, что в своем историческом развитии каждая дисциплина проходит два этапа. Для эмпирического этапа характерны накопление фактов, их систематизация, экстенсивное расширение эмпирического базиса и выведение эмпирических закономерностей – стабильно повторяющихся связей, задаваемых перечислением объектов, на которые эти связи распространяются. Но затем возникает потребность во внутридисциплинарном синтезе знания, в преодолении эм-

пиризма и переходе на теоретический уровень, адекватный сложности актуальных вызовов современности. Криология в настоящее время достигла того рубежа, когда экстенсивное развитие не может удовлетворить возникающие потребности: появилась необходимость создания ее общеметодологических основ на уровне системного обобщения данных.

6.2. ПРОБЛЕМА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД И ЛЕДНИКОВ. ОСОБЕННОСТИ ЕЕ РАЗРЕШЕНИЯ В СИБИРИ

Причина недоучета связей между порожденными холодом явлениями довольно веская: накапливание знания о природных льдах исходно, и долгое время потом, на фундаменте концепций, изначально разработанных на базе изучения гляциальных явлений в Альпах, и нередко – канонизация этих концепций. Однако они правомочны для применения только в строго определенных обстановках, подобных тем, что имеются собственно в Альпах. Ведь в их основе лежит изучение льдов в условиях относительно мягкого, с обильным снегонакоплением, формируемого под превалирующим влиянием Атлантики климата, когда механизм осадочно-метаморфической трансформации снега является главным фактором образования многолетнего льда, аккумулируемого и сегодня, и в прошлом преимущественно в теле ледников и снежников. Но из-за стойкости сформировавшихся в течение многих лет стереотипов альпийские закономерности стали переноситься и на Сибирь, где порожденные холодом явления имеют принципиально иной механизм развития. Однако необходимые для выяснения этого методики исследования начали создаваться в основном во второй половине прошлого столетия.

Кроме того, долгое время внимание исследователей в первую очередь было обращено на внешние свойства ледовых объектов, а привычно ассоциируемые с оледенением ледники, как и их первичные следы геологической деятельности, в случае морфологической однотипности могут быть схожи на вид, независимо от того, где они расположены. Поскольку и в Сибири с оледенением как его единственные представители долгое время ассоциировались именно ледники (которые изучали в основном исходя из их морфологии), то и здесь лишь недавно стала осознаваться необходимость иных подходов.

Нужно сказать, что в Сибири обживались и изучались вначале наиболее доступные регионы, т. е. те, которые расположены в средних широтах в ее западной части. Для них характерен менее суровый климат, по отдельным чертам схожий с альпийским. Полученные здесь результаты поначалу также интерпретировались в пользу традиционных канонов, но со временем выяснилось [Борзенкова, 1992; Гаврилова, 1998; Шейнкман, Антипов, 2007; Sheinkman, Barashkova, 1991; Sheinkman, 2011], что более мягкий климат в отдельных частях Сибири определяется локальными причинами, а в целом характеристики льдообразования обусловлены холодным континентальным климатом. Тем не менее стойкими оказались сформированные и на данной базе стереотипы, и, так или иначе, каноны

(далее будем условно их называть альпийскими), изначально положенные и в Сибири в фундамент проводимых построений, превратились в базис возникших впоследствии разногласий [Шейнкман, Антипов, 2010; Шейнкман, Плюснин, 2011].

Следует принять во внимание и то, что с позиций альпийских канонов мерзлотные явления изначально рассматривались как присущие приледниковой зоне ареала ее расширения во время криохронов. Однако в Сибири развитие ледников всегда накладывалось на формирование ММП, обстановки возникновения которых являются здесь фоновыми, и глубокое охлаждение присуще всем породам, в том числе слагающим тело ледников. На этой основе возникли и терминологические несоответствия. В 1909 г. В.В. Лозинский ввел термин “перигляциальный”, т. е. “приледниковый”, обозначив им климат областей, смежных с ледниковыми покровами, и обусловленные этим климатом явления [Lozinski, 1909], в том числе и те, которые определяют промерзание горных пород. В результате этот термин в зарубежной литературе стал употребляться в широком понимании, охватывая все обусловленные климатом приледниковой зоны явления как внутри нее, так и в близких условиях вне ее, и под этим понятием стали подразумеваться процессы, ассоциируемые с промерзанием горных пород вообще.

Однако этимологически для большинства исследователей термин “гляциальный” означает “ледниковый”, а “перигляциальный” – “приледниковый”, что ассоциируется с процессами приледниковой зоны, а не с собственно мерзлотными явлениями. Разница очевидна – смещаются акценты, и если мерзлота рассматривается только на фоне ледникового процесса, то принципиальные отличия ледниковой, а соответственно, и приледниковой зон в альпийском варианте, и тем, что наблюдается в Сибири, отходят на второй план. Добавим, что иногда и в отечественной литературе термин “перигляциальный” употребляется в отношении сугубо мерзлотных явлений, хотя все изданные словари рекомендуют обратное. Например, в “Геологическом словаре...” [1978, с. 154] подчеркнуто, что объединяются термином “перигляциальные” только те процессы, которые “...происходили или происходят в зонах влияния древних или и современных ледников”, и что его “...часто ошибочно приписывают процессам в области распространения мерзлоты, не зависящей от оледенения”.

Разрешение относящихся ко всему сказанному разногласий лежит в осознании того, что холодный континентальный климат с присущей ему долго длящейся зимой, малоснежьем и теплым, нередко жарким, хотя и коротким летом, является для Сибири характерной чертой в течение всего плейстоцена [Борзенкова, 1992; Гаврилова, 1998; Sheinkman, Barashkova, 1991; Sheinkman, 2011], а не только продуктом холодной аридной фазы криохронов, как это было [Гричук М.П., Гричук В.П., 1960; Величко, 1981] в находящейся под влиянием Атлантики Европе. Поскольку в квартере к объектам Сибири, расположенным в глубине Евразии, было затруднено проникновение тепла и влаги, несомых западным воздушным переносом, то воздействие иных аналогичных потоков реально ощутимо уже за пределами Сибири [Шейнкман, Антипов, 2007; Шейнкман, Мельников,

2014; Sheinkman, 2011, 2012]. Тогда как муссоны с Индийского океана блокируют высокогорный барьер Гималаи–Гиндукуш–Каракорум, а со стороны Тихого океана под влиянием западного переноса воздуха они меняют направление и переориентируются на восток, и их влияние заметно сказывается только в Дальневосточном секторе (рис. 6.1).

Наряду с ограничением солнечного тепла, ввиду северного положения Сибири, – все это и обусловливает здесь постоянно холодные континентальные обстановки в течение всего квартера: с таким проявлением холода, как глубокие низкотемпературные абсолютные минимумы по всей Сибири даже в настоящем термохроне. В целом же термо- и криохроны квартера на общем фоне высокой климатической континентальности и сильного охлаждения территории различаются в Сибири лишь большей или меньшей степенью выраженности этих параметров [Величко и др., 1995; Шейнкман, Мельников, 2014; Manabe, Broccoli, 1985; Short et al., 1991; Kutzbach et al., 1998].

Приводит исследователей к противоположным точкам зрения недоучет параметров даже, казалось бы, не очень сложных ситуаций, таких как: 1) малый объем снежной массы, собираемой в настоящее время в обстановке холодного континентального климата на большей части Сибири (за исключением отдельных мест с несколько повышенным за счет локальной специфики снегонакоплением); 2) экстремальное господство холодного и континентального климата в периоды криохронов (в условиях замерзания значительной части окружающих Евразию морей и перехвата европейскими ледниковыми покровами осадков), перемещающихся в сторону Сибири с западным атмосферным переносом.

Если исходить из альпийских канонов, то поступающей в Сибирь влаги не должно быть достаточно для ее трансформации в ледниковые тела.

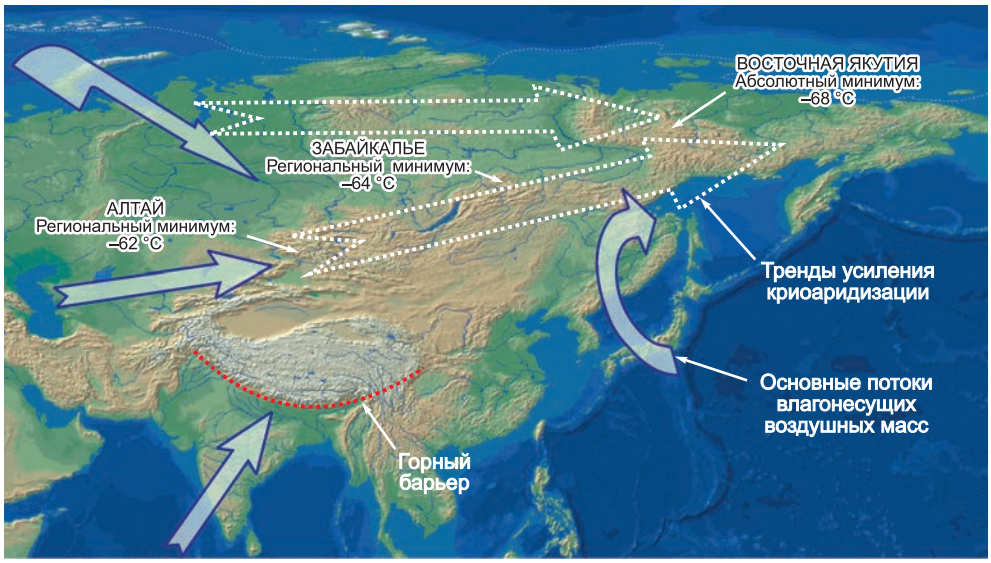


Рис. 6.1. Факторы, определяющие господства холода на территории Сибири.

Основа этих положений была сформулирована еще в известной концепции А.И. Воейкова [1881]. Тем не менее реально существуют крупные современные ледники даже в самой сухой и холодной северо-восточной части Сибири, а также свидетельства намного превосходящих их по размерам былых ледников на этой территории.

Из-за приверженности альпийским канонам и концепции А.И. Воейкова [1881] исследователи былую экспансию ледников пытались объяснить, предполагая в Сибири альпийские черты для прошлых эпох и считая современные ледники их реликтом. А.П. Васьковский [1963], например, один из первых установил, что даже в северо-восточной части Сибири развиты современные ледники, и обнаружил, что в плейстоцене они морфологически были подобны ледникам на побережье Аляски. Но предположил, что обстановка, как ныне на этом побережье, была в Сибири в прошлом, и увлажненность тогда увеличивалась на порядок, а современные ледники – это реликт тех эпох. Н.А. Граве [Промерзание..., 1964], будучи одним из первооткрывателей ледников Якутии, также заключил, что в ней превалируют ММП и крупное оледенение в таких условиях невозможно, и рост ледников в прошлом объяснил повышением увлажненности.

Иными словами, для былого оледенения допускалось, что циркуляция атмосферы менялась, и поступление влаги в глубь материка становилось больше, чем сегодня. Хотя другие авторы, фиксируя в плейстоцене широкое и непрерывное развитие криолитозоны в Сибири [Данилов, 1978; Томирдиаро, 1980; Региональная... геокриология..., 1998] и опираясь на концепцию А.И. Воейкова [1881], настаивали, что здесь база для развития крупных ледников отсутствует. Тем более что была полемика об антагонизме мерзлотных и ледниковых явлений, в которой приняли участие известные исследователи [Берг, 1938; Обручев, 1951; Попов, 1967; Марков, 1969]. Что касается событийных схем, в отношении былого оледенения они поначалу вообще калькировали альпийскую основу.

Ответ на вопрос о, казалось бы, парадоксе развития крупных ледников вне циркумполярной зоны и в обстановке невысокого увлажнения связан со спецификой их формирования в условиях уже существующей криолитозоны. Однако использование альпийских стереотипов оказалось в Сибири стойким, и, как показано в сводке В.И. Астахова [2006], некоторые исследователи продолжают использовать кальку их схем, несмотря на явное несоответствие фактическому материалу. Иногда по-прежнему [Гросвальд, 1999] предлагается и рост ледников за счет принимаемой априори быстрой переброски в глубь материка количества атмосферной влаги гораздо больше, чем в сегодня. Иначе за геологически короткие крио- и термохроны плейстоцена не сформировались бы, а затем интенсивно не стаяли бы предполагаемые обширные ледниковые щиты.

В настоящее время циркуляционные процессы в атмосфере хорошо изучены. Их интенсивность намного выше в термохроны. В криохроны для переброски огромного количества влаги, необходимого для развития в глубине материка ледниковых щитов, потребовалась бы коренная перестройка циркуляции атмосферы с инверсионной схемой – в криохроны с более интенсивной циркуляцией, чем в термохроны. Такие перестройки с

позиций современных представлений [Борзенкова, 1992; Гаврилова, 1998; Шейнкман, Антипов, 2007; Шейнкман, Мельников, 2014; Manabe, Broccoli, 1985; Short et al., 1991; Kutzbach et al., 1998; Sheinkman, 2011, 2012] невозможны в принципе.

В заключение данного обзора отметим, что господство холода в Сибири автор рассмотрел с тем, чтобы избежать недосказанности в дальнейшем; намеренно детально и с разных точек зрения – в аспекте состояния проблемы формирования и взаимодействия ММП и ледников. И хотелось бы еще раз подчеркнуть следующее. В условиях холодного континентального (в течение всего квартера) климата в структуре развития определяемых холодом геосистем Сибирского региона четко проявляется своя специфика. Это способствует их выделению в особый тип криогенных систем, в рамках которых и целесообразно рассматривать взаимоотношение и взаимодействие ММП и ледников.

6.3. ПРИМЕНЕНИЕ СИСТЕМНО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ПОДХОДА И КОНЦЕПЦИЯ КРИОГЕННЫХ СИСТЕМ

Изучать льды мерзлотного и ледникового происхождения с позиций системно-географического подхода целесообразно уже потому, что обусловлены они одними и теми же потоками вещества и энергии и характеризуются совместным или поочередным геологическим воздействием на вмещающие формы рельефа. Все льды могут быть рассмотрены в рамках их объединения особыми геосистемами, и разработка методологических подходов, которые легли бы в основу общей теории геосистем с ледовой составляющей, становится весьма актуальной.

Обоснованный В.Б. Сочавой системно-географический подход вначале предназначался для оценки ландшафтных обстановок [Сочава, 1978; Семенов, Суворов, 2007], но в настоящее время он широко используется в различных науках о Земле, причем для решения самых разных задач. Как и в любой развивающейся методологии, широкое применение метода обусловило возникновение некоторых неопределенностей, что потребовало внести соответствующие уточнения, учитывающие новые аспекты его использования; в том числе и ввиду неоднозначного восприятия понятия “географическая система” (или “геосистема”, по В.Б. Сочаве [1978]). А.Д. Арманд [1988, с. 86], например, отмечал: “Содержательно определить, что следует относить к географическим системам, не просто... Здесь многое определяется традицией, личными взглядами и пристрастиями ученых...”. По мнению Е.А. Александровой, В.С. Преображенского [1978], это связано с тем, что нет общепризнанного критерия, дающего возможность разделить географические и негеографические явления. Тем более что термин “геосистема” стал широко применяться для описания взаимодействия разных геологических и иных процессов [Мельников и др., 2010; Шейнкман, Мельников, 2014].

Упоминал о неоднозначном толковании термина “географическая система” (уже после того, как в 1963 г. он был введен) и В.Б. Сочава, считая, что геосистема должна охватывать спектр объектов от географической оболочки до элементарных структур. Чтобы избежать неоднозначности, он

предложил определение: "...геосистема (независимо от размерности) – это целое, состоящее из взаимосвязанных компонентов природы, подчиняющихся закономерностям, действующим в географической оболочке или в ландшафтной сфере" [Сочава, 1974, с. 3]. По сути, им был обоснован подход к географическим объектам с позиций общей теории систем, который он постоянно развивал, в том числе уточняя введенные дефиниции. Впоследствии геосистема была им обозначена как "...земное пространство всех размерностей, где отдельные компоненты природы находятся в системной связи друг с другом и как определенная целостность взаимодействуют с космической сферой и человеческим обществом" [Сочава, 1978, с. 292]. Напомним только, что В.Б. Сочавой с категорией "геосистема" связывался прежде всего природный ландшафт как "...наиболее крупная таксономическая единица топологической размерности и наименьшее подразделение региональной размерности" (с. 294). Видимо поэтому, рассматривая ландшафт как основополагающую базисную геосистему, многие исследователи абстрагируются от того, что ее отдельные элементы можно объединить в иные целостности, т. е. с выделением питающих систему потоков вещества и энергии, управление которыми осуществляется на основе иных закономерностей.

Классическая формулировка Людвига фон Берталанфи [1969] обозначает систему как комплекс взаимодействующих элементов. В этом ключе предложена и трактовка понятия "геосистема" в словаре В.М. Котлякова, А.И. Комаровой [2007], где она интерпретируется как географическое образование разного масштаба, состоящее из взаимосвязанных и взаимодействующих компонентов окружающей среды. Так или иначе, системно-географический подход стал широко применяться при изучении разных совокупностей земных объектов и вне рамок объединения их понятием "ландшафт".

Не стали исключением и явления, порожденные холодом, многие из них уже рассматриваются во взаимодействии в составе различных, образующих криосферу Земли, геосистем. Применение системно-географического подхода для таких случаев потребовало разработки специальных методологических приемов, и такой опыт уже имеется [Атлас..., 1997; Мельников и др., 2010; Шейнкман, Мельников, 2014; Sheinkman, 2011, 2012]. Однако на сегодня основ общей теории геосистем, формируемых с участием льда как их доминирующего элемента, пока не создано, и с позиций системного подхода чаще рассматриваются гомогенные (ледниковые, снежные, наледные и др.) ледовые образования, причем чаще всего – вне их связи друг с другом.

Вместе с тем на значительной территории нашей планеты формируются специфические обстановки, при изучении которых уже требуются постановка и решение задач на основе наиболее полного учета взаимодействия природных льдов. В первую очередь это касается Сибири, где прогрессирующее господство холодного континентального климата стало характерным признаком природы с конца плиоцена [Борзенкова, 1992; Региональная... геокриология..., 1998; Sheinkman, Barashkova, 1991; Sheinkman, 2011]. Это явление было обозначено [Шейнкман, Антипов, 2007; Шейнкман,

2008; Sheinkman, 2011] как криоаридизация обстановок. Ее тренд сегодня отражает пространственные изменения (см. рис. 6.1), а в прошлом проявлялся во времени – при переходе от термохронов к криохронам.

Все это еще раз подчеркивает необходимость упорядочивания знаний о холодном мире и оперирования холодом как физической величиной. Следует сказать, что, хотя и без конкретного оперирования категорией "холод", подобное отношение к нему фактически стало внедряться полвека назад, с момента выхода в свет монографии И.А. Тютюнова [1960]. В ней наиболее емко, как явление, охватывающее все процессы изменения и преобразования горных пород при отрицательной температуре, было обосновано понятие "криогенез", и холод, пусть и в греческом обозначении, был на основе семантической сути данного термина ассоциирован с четко выраженным состоянием среды. В настоящее время уже большинство словарей трактует термин "криогенез" в таком значении, обозначая им совокупность физических, химических, биохимических и других процессов, происходящих в пределах криосферы и сопровождающихся образованием льда.

Иными словами, если принять во внимание семантический смысл термина "криогенез", который означает "порождаемое холодом", то к нему можно отнести все процессы, обязанные своим происхождением холоду, который выступит в роли параметра, объединяющего все участвующие в развитии геосистем природные льды. Соответственно в значении "порожденный холодом" целесообразно использовать термин "криогенный", в том числе выделяя с его помощью геосистемы, связанные с развитием природных льдов [Мельников и др., 2010; Шейнкман, Мельников, 2014; Sheinkman, 2007, 2011, 2012]. В рамках криосферы Земли такие системы могут формироваться в атмосфере, гидросфере и литосфере и, соответственно, должны подразделяться на *криоатмогенные, криогидрогенные* и *криолитогенные* геосистемы.

Некоторые сложности, однако, возникают со льдами снежного генезиса; к ним отношение неоднозначное. Снег, исходное вещество ледников, является продуктом криогенеза в атмосфере. Снег выпадает на землю, накапливается, порождает скопления преобразованного из него льда как в области криолитозоны, так и вне ее. Исторически сложилось так, что льды первой группы стали изучаться раньше и на этой основе сформировались устойчивые стереотипы. В итоге рассматривать ледники как продукт криогенеза на поверхности земли, даже при их нахождении в области криолитозоны, до сих пор непривычно. Это означает лишь то, что проявления криогенеза следует изучать для более сложной и динамической среды – при формировании геологических тел из снега и образуемого из него льда на ранее образовавшихся и длительное время существующих в мерзлом состоянии специфических горных породах. Тем более что из снега и льда состоят и наледи – другая форма наземного оледенения, сразу отнесенная к мерзлотным явлениям. Если ледниковый лед – следствие осадочно-метаморфического преобразования снежной массы (типы льдообразования, по П.А. Шумскому [1955]), то наледный лед – результат миграции воды из области положительных температур в таликах в область отрицательных

температур на земной поверхности и последующего преимущественно конжеляционного процесса.

Поскольку в Сибири все ледники приурочены к криолитозоне [Шейнкман, 2008, 2010], то оледенение здесь является продуктом криогенеза и в атмосфере, и в литосфере. Будучи изначально объектом науки о ледниках, оно становится и объектом науки о мерзлых породах. Охват ледников криогенезом на земной поверхности, а не только их исходного вещества в атмосфере придает им и проводимой ими геологической работе особые черты. Однако учет этих черт стал возможен лишь в последние десятилетия с появлением новых сведений. Тем не менее на сегодня накоплен большой фактический материал [Шейнкман, 2008, 2010; Шейнкман, Мельников, 2014], и вполне закономерно, что образующиеся в пределах литосферы геологические тела даже в случае, если их элементами являются льды снежного генезиса, станут рассматриваться как *криолитогенные* системы. Надо только иметь в виду, что льды снежного генезиса часто рассматриваются традиционно, т. е. в составе нивально-гляциальных систем как члены генетического ряда “снежный покров–снежник–ледник”. Поэтому к слову “криолитогенный” в названии данных геосистем следует добавлять поясняющие слова. Это позволит, сохраняя привычную терминологию, придать описываемым явлениям более полноценную значимость.

Согласно лаконичному определению П.А. Шумского [1964], ледник – это поток льда атмосферного происхождения. Опираясь на эту формулировку, в случае *криолитогенных* геосистем, доминирующим элементом которых являются потоки льда, в их название целесообразно добавить поясняющее слово “*гляциальный*”, а в случае геосистем, в составе которых есть образования снежного генезиса, еще не превратившиеся в потоки льда, – “*нивальный*”. Иными словами, речь будет идти о *криолитогенно-гляциальных* и *криолитогенно-нивальных* геосистемах. Детально об этом говорится в работе В.С. Шейнкмана, В.П. Мельникова [2014], а схема соподчиненности данных геосистем приведена на рис. 6.2.

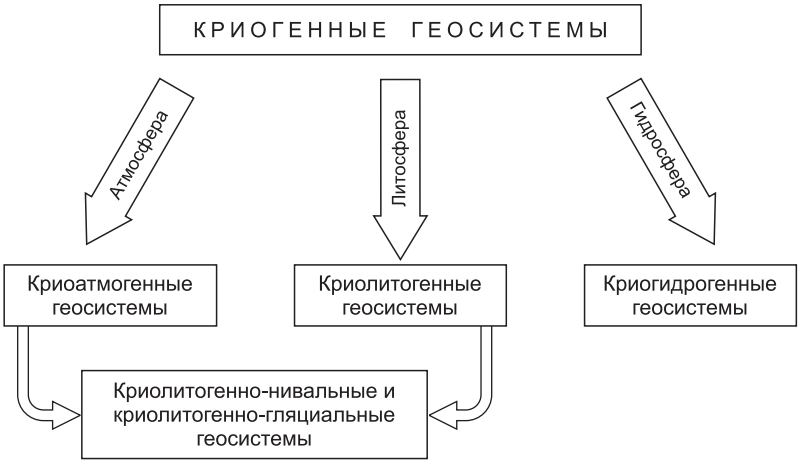


Рис. 6.2. Схема соподчиненности криогенных геосистем.

Может возникнуть вопрос, насколько нужно введение новых терминов? Ответ связан с тем, что создание специализированной терминологии для решения новых задач – объективный процесс, а в Сибири единый подход принципиален: криогенез на ледниках сокращает абляцию и определяет перехват талой воды наложенным льдом, а вне их – тесную связь с ММП, которая осуществляется в процессе тепло- и массообмена и совместно проводимой льдами геологической работы, которые тесно связаны друг с другом. Так ледники способствуют формированию наледей, а те – сохранению ледников [Корейша, 1963; Промерзание..., 1964; Шейнкман, 1986, 1987, 1991, 1993, 2008]. Поэтому выделять при изучении взаимодействия ледников и мерзлых пород *криолитогенно-гляциальные геосистемы* (сокращенно – *криогляциальные системы*, или *КГС*) актуально и целесообразно [Шейнкман, Мельников, 2014; Sheinkman, 2007, 2011, 2012]. Под ними следует понимать определенные совокупности природных льдов и связанных с ними горных пород, образующих обусловленную целостность в пределах конкретных (соответственно рангу и уровню организации систем) элементов земной поверхности и взаимодействующих посредством энерго- и массообмена в процессе развития систем и проводимой ими геологической работы. В то же время можно использовать как синоним и более привычный термин с русскоязычным обозначением его первой составной части – *мерзлотно-гляциальные системы*.

Системно-географический подход, с помощью которого можно изучать КГС во всей многофакторности процессов, формирующих и преобразующих льды, позволяет четко определить структурообразующую роль ледовой составляющей этих геосистем, выявлять соответствующие доминанты и обозначать их проявление на каждом из этапов геологической истории. Нужно только правильно раскрывать используемые термины, поскольку их толкование не всегда однозначно. Например, понятие “оледенение” может означать и совокупность природных льдов, и их развитие во времени.

В нашем случае взаимодействие элементов КГС рассматривается на определенном этапе их геологического развития в процессе совместно проводимой ими геологической работы и тепло- и массообмена. Рассмотрим это подробней.

6.4. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КРИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ГЕОСИСТЕМ В СИБИРИ

Ранее отмечалось, что на мерзлотные явления в Сибири обратили внимание еще ее первопроходцы, но возможность развития на этой территории ледников долгое время отрицалась. Суть в том, что ледники и снежники для своего зарождения требуют наличия атмосферных осадков в количестве, обеспечивающем как минимум уровень снегонакопления, которое гарантирует осадочно-метаморфическое преобразование снежной массы в лед. Только в этом случае за счет положительного баланса между наращиваемым таким образом льдом и его тающей частью формирующееся ледовое тело может превратиться в многолетнее образование. А для многолетних льдов мерзлотного генезиса обстановки малоснежья на фоне сухого и холодного континентального климата благоприятны, т. е. они

способствуют промерзанию горных пород. Заложенное в сути льдообразования противоречие и стало тем камнем, о который при недостаточном внимании к проблеме спотыкаются исследователи. Это не раз приводило их на противоположные позиции во взглядах на развитие природы. Особенно в отношении явлений, происходивших в прошлом, не наблюдаемых напрямую и интерпретируемых по оставленным ими следам. Хотя, как показывает проведенный автором анализ [Шейнкман, 2008; Sheinkman, 2011], речь идет не о льдах-антагонистах, а о льдах, которые могут сосуществовать, дополняя друг друга в рамках КГС, когда их развитие определяется соприкасающимися, питающими систему потоками вещества и энергии.

Причина разногласий имеет риторический характер: она связана с привычкой проводить анализ мерзлотных и ледниковых явлений вне их связи друг с другом, отделяя осадочно-метаморфическое льдообразование от обусловленного промерзанием горных пород, прежде всего от конжеляционного льдообразования. Но в Сибири они неразрывно связаны и совместно участвуют в формировании сложно построенных ледовых комплексов. Так что суть проблемы заключается в ином, т. е. в полноте учета закономерностей, регулирующих функционирование КГС, в принятии во внимание их специфичности, определяемой наличием в их составе различных продуктов холода, и осознании своеобразия взаимодействия последних.

Большую помощь в этом и оказывает системно-географический подход, поскольку отмеченное противоречие вполне разрешаемо. Позволяя изучать порожденные холодом комплексы как систему взаимодействующих элементов во всей многофакторности процессов, которые эти комплексы формируют и преобразуют, данный подход делает феномен совместного развития льдов мерзлотного и снежного генезиса не только детально анализируемым, но и воспринимаемым как закономерное явление. Он превращает данный феномен в носитель емкой и разносторонней информации, в важный индикатор состояния окружающей среды в настоящем и прошлом, а отсюда – и в параметр для построения трендов в аспекте прогностики будущего. Поскольку в данном случае учитываются характеристики контрастно отличных и дополняющих друг друга объектов, само наличие или отсутствие которых является индикатором определенной ситуации.

Например, появление и исчезновение в составе КГС повторно-жильных льдов (ПЖЛ) или их следов фиксирует развитие обстановок с континентальным, сухим и холодным климатом, с переходом обусловленных им ММП через температурный порог в примерно −2...−3 °С [Романовский, 1977; Васильчук, 2006]. Фактически то же подтверждает появление и исчезновение крупных многолетних наледей, и ледники, обнаруживаемые в таких условиях (современные или реконструируемые по оставленным ими следам), сразу можно отнести к типу, характеризуемому закономерным участием в ледниковом процессе криогенеза [Шейнкман, Мельников, 2014; Sheinkman, 2007, 2011, 2012].

Рассмотрим собственно доминанты, которые придают специфические черты оледенению Сибири. Объединяет все ледники уже то, что для их возникновения в любом случае требуется определенное количество атмо-

сферных осадков, которые необходимы для начала льдообразования по осадочно-метаморфическому типу, и определяется степенью проникновения соответствующей территории в хионосферу. Причем независимо от своих физических свойств, все ледники проходят одни и те же стадии морфологического развития: от эмбрионального снежника до представителей покровного оледенения (если для этого есть условия). А когда ледники морфологически однотипны, то внешнее сходство есть у них и у основных следов проводимой ими геологической работы.

Например, холодный, глубоко охлажденный горный ледник на востоке Сибири будет визуально похож на аналогичный, но находящийся в изотермическом состоянии (с температурой льда около нуля) ледник в Альпах. Схожи все ледники и по внешним чертам проводимой ими геологической работы, что отражается в однообразии появляющегося (в результате ее) основного набора эрозионно-аккумулятивных образований. Вместе с тем за внешним сходством общих черт оледенения в развитии его по традиционно альпийскому варианту и той модели, что характерна для Сибири (ее будем условно называть сибирской), скрыты принципиальные различия [Sheinkman, 2011, 2012]. Можно выделить два основных момента.

Во-первых, ледовые комплексы, демонстрирующие собой оледенение, отличаются структурно. В Сибири в их состав входят не только нивально-гляциальные объекты – ледники и снежники, но и другие, порожденные холодом, явления – тесно связанные с ними, расположенные в приледниковой зоне льды мерзлотного происхождения, в формировании которых превалирует не осадочно-метаморфический, а конжеляционный процесс. Во-вторых, в разных типах оледенения принципиально по-иному используются необходимые для формирования природных льдов фоновые для них ресурсы.

Более простой способ использования ресурсов наблюдается в альпийской модели оледенения. В Сибири она не проявляется, в России характерна только для Кавказа (рис. 6.3), но приведем ее для сравнения с сибирской моделью. В альпийской модели испаряемая с поверхности океана и переносимая воздушными потоками на континент влага проходит над ним относительно короткий путь и выпадает на слабо промороженное в зимний период ложе (на немерзлом ложе снег тает). Эта влага довольно быстро возвращается в океан, питая наземный и подземный стоки, в том числе за счет таяния нивально-гляциальных объектов, и консервируется в твердой фазе только в теле ледников и снежников. Поскольку, будучи явлением, порожденным холодом, запас которого такие ледники содержат благодаря высокому значению скрытой теплоты плавления льда, даже на таяние небольшой его массы требуются значительные затраты тепла. Поверхность таких ледовых тел играет роль так называемой нулевой завесы и фактически является кровлей ММП, которая повышается по мере роста ледников. На большей части ледникового ложа породы тогда становятся талыми или остаются немерзлыми там, куда поток льда затем перемещается при движении вниз по долине.

Иногда поверхностные слои в области питания рассматриваемых ледников могут быть представлены холодным льдом, но большая их часть

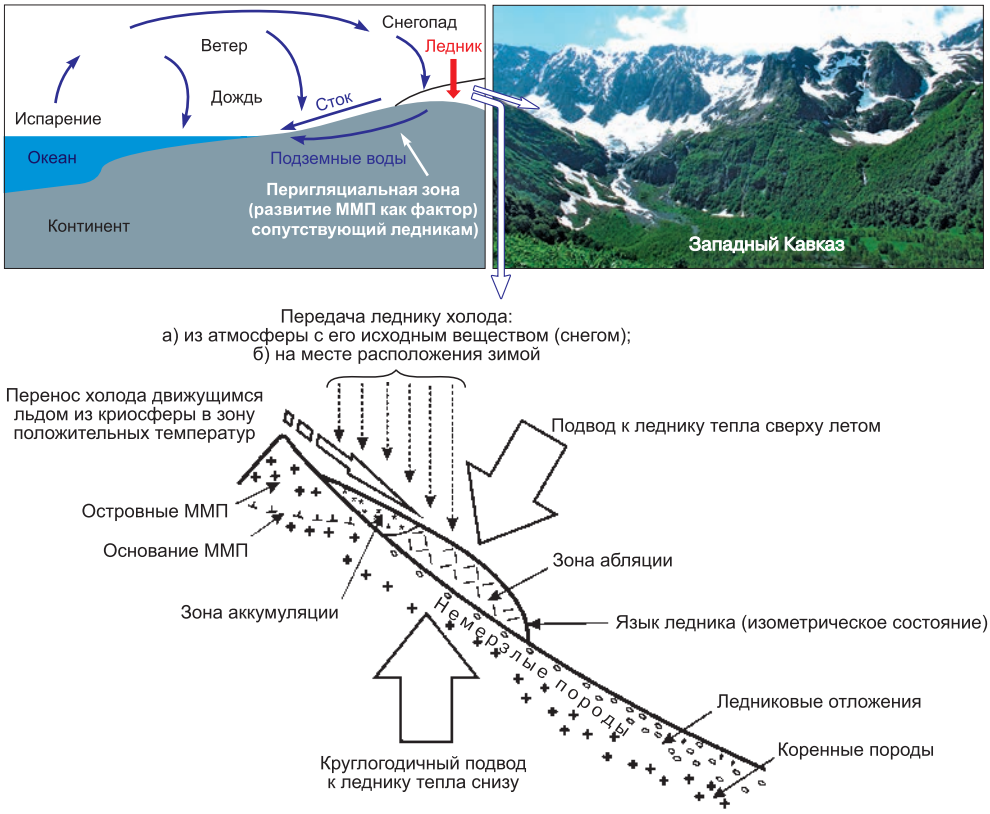


Рис. 6.3. Альпийская модель оледенения и кругооборот вещества в ней.

находится в изотермическом состоянии, при температуре около нуля они тают сверху и снизу, а приходящее к леднику тепло преимущественно тратится на переход через порог скрытой теплоты плавления льда. В этом случае оледенение выступает как классическая совокупность нивально-гляциальных объектов, сформированных в результате проникновения возвышенной части континента в хионосферу, где собственно и обеспечивается накапливание (в ходе осадочно-метаморфического процесса) льда. Как основа при моделировании тогда закладывается тепловой баланс ледников, определяющий абляцию, когда она весьма активна и компенсируется главным образом обильным, значительно превосходящим ее в водном эквиваленте снегонакоплением. Основной запас холода в такой ситуации передается ледовому веществу в свободной атмосфере, а на земной поверхности пополняется только в холодный сезон года.

В криохроны фирновая линия при исходно обильном снегонакоплении станет в рассматриваемом случае опускаться, реагируя на похолодание, достаточно быстро, вызывая при этом соответственный рост ледникового тела до тех пор, пока криогигротическая (холодная влажная) фаза оледенения [Величко, 1981] не сменится криоксеротической (холодной сухой) фазой. Длительное время снежно-ледовая толща не будет позволять ложу

промерзать, а ММП главным образом будут формироваться в приледниковой зоне. Лишь, если криоксеротическая фаза в развитии оледенения проявится в полную силу и ледники могут охладиться в значительной степени по всей их толще, ММП сформируются и под ними. При хорошо выраженной изначально гигротической фазе оледенения оно за время относительно коротких криохронов может достичь тогда стадии ледникового щита, но ММП будут выступать главным образом в роли сопутствующего ему перигляциального фактора, что и было отражено в упомянутой выше концепции В.В. Лозинского.

Принципиально иные параметры должны закладываться в модель оледенения в Сибирском регионе, где его возникновение и функционирование регулируют другие законы. Влага, испаряемая с океана, чтобы достичь Сибири, преодолевает большие расстояния над континентом и, расходуясь по пути, приходит в количестве, которое в большинстве случаев уже невелико. Однако его может быть достаточно для питания многолетних снежно-ледовых образований, хотя они (изначально) формируются в условиях континентального климата с присущим такому климату активным летним таянием льда (теплое лето – атрибут континентального климата, тем более что в Сибири ледниковые центры расположены в средних и лишь частично в приполярных широтах). Причина в том, что компенсирует таяние в данной ситуации не обильное снегонакопление: в этом случае начинает активно работать холод, больший запас которого непосредственно передается ледовому веществу, находящемуся на земной поверхности, так как территория здесь даже в условиях типичного текущего межледниковья находится в области криолитозоны.

Многолетнемерзлые породы становятся тогда для ледников уже не сопутствующим, а фоновым явлением. Большей частью они имеют низкие температуры. В горах высокотемпературная криолитозона наблюдается лишь в низко- и среднегорье в западной части Сибири и характеризуется островным распространением, однако в высокогорье (на высотах более 2000 м) ММП становятся сплошными. Причем существовали эти породы задолго до возникновения ледников, ибо в условиях континентального климата глобальное похолодание в первую очередь вызывало промерзание земной коры, которое в Сибири началось в конце плиоцена [Региональная... геокриология..., 1998]. Только при достижении горами высоты, достаточной для проникновения в хионосферу, они способствовали развитию ледников: формирование осадочно-метаморфических льдов накладывалось на имеющиеся ММП, и эти льды не могли не оказаться охваченными криогенезом, становясь полностью особой снежно-ледовой частью криолитозоны. Причем во время криохронов этот процесс становился наиболее выраженным, поскольку ледниковые покровы на северо-западе Евразии перехватывали большую часть направляемой на восток атмосферной влаги, и поэтому криоаридизация резко усиливалась.

В результате охвата ледниковой толщи криогенезом в ней начинают протекать процессы, отсутствующие в альпийской модели. Прежде всего во время абляции параллельно таянию происходит и восстановление ледовой массы за счет накопленного ледниками (в условиях долго длящейся

холодной зимы) большого запаса холода, идущего на новообразование льда уже с участием конжеляции, которая становится полноправным участником гляциального процесса. Именно холод способствует компенсации абляции, аккумулируясь в большом объеме в ледовых телах зимой. Он реализуется на намерзание на их поверхности льда из талой воды или смоченной ей снежно-фирновой массы в теплый сезон года, поскольку и в это время таяние здесь часто прерывается, так как температура воздуха у поверхности регулярно падает до нуля. Этот тип новообразованного льда называется наложенным и обеспечивает ледникам дополнительное – ледяное – питание инфильтрационным, инфильтрационно-конжеляционным и натечным повторно-конжеляционным льдом, который, по сути, является продуктом криогенеза непосредственно на ледниках. Зачастую в горах Сибири это питание становится для ледников основным. В итоге в течение значительной части теплого времени года они могут оставаться на всей площади бесснежными, но полноценно действующими (рис. 6.4).

Иными словами, благодаря проявлению криогенеза непосредственно на ледниках в Сибири они становятся более устойчивыми и могут оставаться активными, располагаясь не только ниже климатической снеговой линии, но и ниже фирновой, так как граница питания фиксируется в данном случае пределом распространения наложенного льда, а не фирна (см. рис. 6.4). Будучи лежащими на промороженном ложе, характер которого лишь в отдельных случаях нарушается локальными таликами, ледники не имеют снизу подвода геотермического тепла (оно блокируется барьером ММП), и зимний сток с них отсутствует. Кроме того, благодаря криогене-

Рис. 6.4. Формирование наложенного льда на леднике Азаровой, хр. Кодар, Забайкалье.

зу значительная часть летнего ледникового стока фиксируется в приледниковой зоне связанными с ледниками льдами мерзлотного генезиса, которые, в свою очередь, в теплое время года берут на себя часть затрат тепла на таяние и тем самым способствуют большей сохранности вышележащих ледников.

Таким образом, и в альпийской, и в сибирской модели контролирует размеры оледенения абляция. Но альпийскую модель характеризует приходящее круглый год к ледникам тепло (зимой – снизу, летом – и снизу, и сверху), температура их близка к нулю, и главным образом тепло расходуется на преодоление порога скрытой теплоты плавления льда. А в Сибири тепло поступает к ледникам в большинстве случаев только сверху, т. е. летом, и расходуется еще и на преодоление “холодного” барьера, обусловленного накопленным в результате глубокого охлаждения ледниковой толщи запасом в ней холода и требующим сначала провести нагрев поверхностных слоев ледника до температуры плавления льда.

Репрезентативный вариант, отражающий отмеченную ситуацию, приведен на рис. 6.5, где показана современная обстановка в высокогорье на северо-востоке Сибири. Очевидно, оледенение в данном случае не ограни-

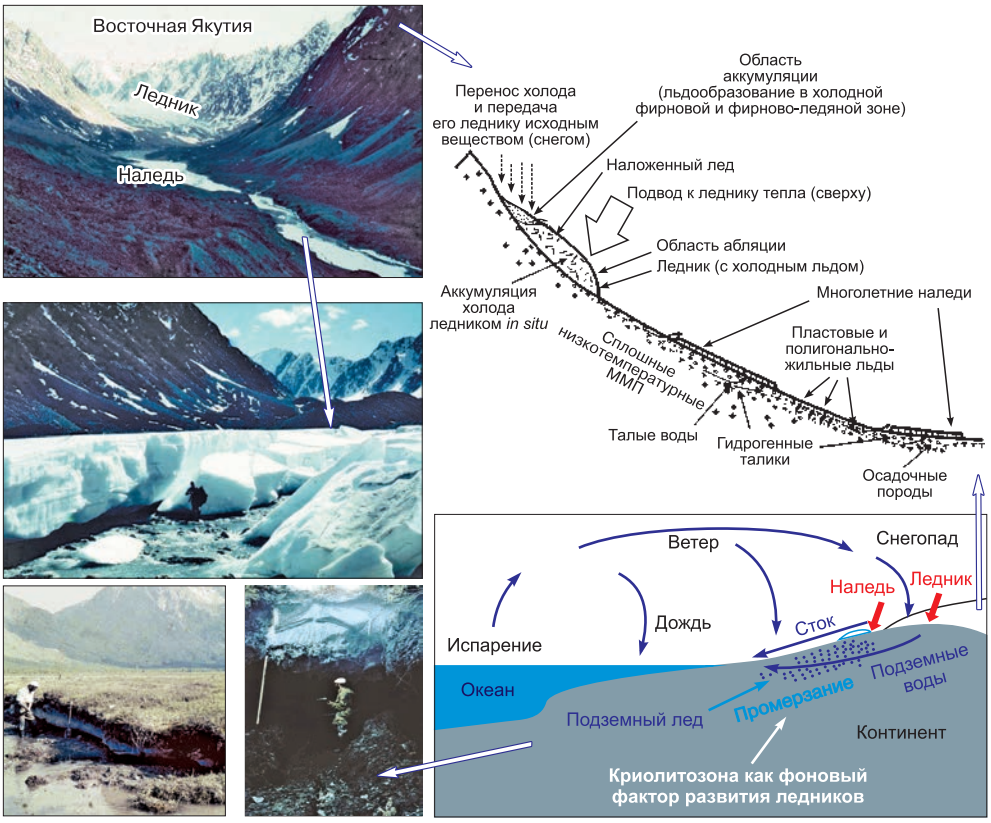


Рис. 6.5. Сибирская модель оледенения, Восточно-якутский вариант.

чено хионосферой, и его компонента, определяемая холодом, меняет (по сравнению со схемами, опирающимися на альпийскую модель) механизм оледенения и генетически, и структурно. Наряду со снежно-ледниковой формой оледенения в этом случае возникают (благодаря промерзанию горных пород) и иные, причем нередко прилегающие к ледникам, формы площадного покрытия земной поверхности многолетним льдом. Представлены они наледями, формирующимися в результате миграции подповерхностных вод (в том числе питаемых талым стоком ледников) из зоны положительных температур в таликах в зону отрицательных температур на открытой поверхности горных пород, и относятся к повторно-конжеляционным льдам. Поскольку это форма наземного оледенения, но представленная льдами мерзлотного происхождения. Именно как на занимающую в ледовой иерархии особое положение форму оледенения на наледи не всегда обращают должного внимания, хотя они могут формировать крупные ледяные массивы. Причем массивы, соизмеримые с осадочно-метаморфическими льдами по объему и накопленного в них вещества, и проводимой ими геологической работы (см. рис. 6.5).

На северо-востоке Сибири господствуют наиболее холодные, из имеющихся на сегодня обстановок – вблизи полюса холода Северного полушария. Южнее и особенно в юго-западной части макрорегиона климат несколько мягче, но и здесь общие черты оледенения по модели сибирского типа сохраняются [Sheinkman, 2007, 2011], хотя в этом случае меньше объем подземных льдов, среди последних нет таких представителей глубокого промерзания горных пород, как ПЖЛ и многолетние наледи. Несмотря на то что наледи встречаются вплоть до западных отрогов Алтая и иногда достигают больших размеров, но они преимущественно сезонного характера (рис. 6.6).

Алтай, являющийся крупнейшим, самым высоким и лучше увлажненным ледниковым центром Сибири, расположенным в ее юго-западной части, несет на себе лишь вдвое большую массу ледников, чем горы северо-востока Сибири, которые имеют значительно меньшую высоту и находятся в экстраконтинентальном климате. Причем по площади обе горные системы сопоставимы, что еще раз подчеркивает роль холода в развитии КГС Сибири.

Отметим также, что сказанное не противоречит принципам климатической концепции А.И. Воейкова [1881], вокруг которой все еще ведется много дебатов. Она справедлива по своей климатической сути. Однако на момент ее создания о специфике оледенения в Сибири было мало сведений, и в ней не учитывалось, что, в отличие от альпийской модели оледенения, тепло в регионе тратится на поверхностную абляцию, как образно отмечено М.М. Корейшей [1991], дважды: вначале – на таяние снега и льда, существовавшего на начало летней абляции, а затем – на таяние новообразованного наложенного льда. Благодаря широко развитому ледяному питанию небольшого количества накапливаемых зимой в зоне аккумуляции ледников осадков в Сибири достаточно для формирования оледенения даже в обстановке текущего термохрона.

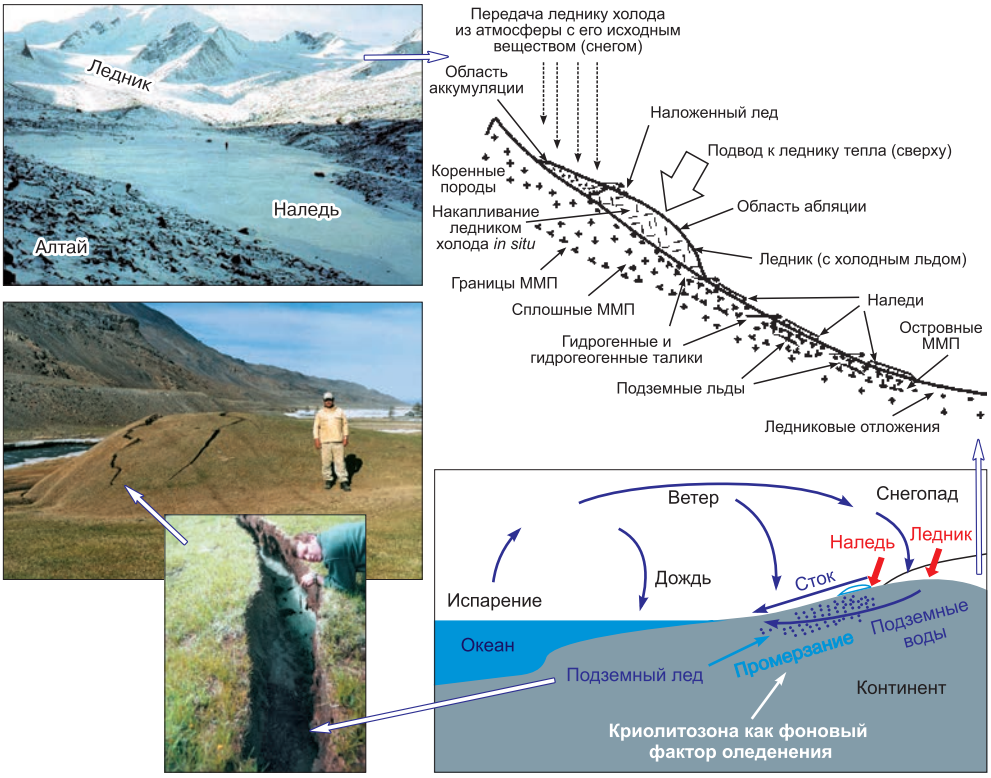


Рис. 6.6. Сибирская модель оледенения, Алтайский вариант.

При исходно небольшом количестве питающего ледники вещества, которое существенно уменьшалось по мере усиления криоаридизации, в криохроны плейстоцена в рассматриваемом случае ледники, реагируя на похолодание климата, могли расти лишь медленно – по мере уменьшения абляции. Криогигротическая и криоксеротическая фазы оледенения в данной ситуации различаются только в формате *более и менее сухо* и *более и менее холодно*, и максимально это позволяло ледникам достигать только крупных долинных форм, поскольку условий для развития в Сибири ледниковых щитов не было никогда.

6.5. ОЛЕДЕНЕНИЕ КАК СОВОКУПНОСТЬ КРИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ГЕОСИСТЕМ

Развитие оледенения в специфической обстановке Сибири вполне логично рассматривать как совокупность соотносимых по рангу и уровню организации различных КГС. В течение всего плейстоцена главными компонентами оледенения в регионе были горные ледники с генетически связанными с ними снежниками, наледи и подземные льды. Все они в рамках различных КГС вовлекаются в процесс общей геологической работы и энерго- и массообмена между собой и становятся элементами системной иерархии соответствующего уровня организации. Наиболее важно следующее.

Конкретное сочетание входящих в состав КГС элементов будет характеризовать типы систем. Они детально рассмотрены в ранее изданных работах [Шейнкман, 2010, 2012; Шейнкман, Мельников, 2014; Sheinkman, 2011, 2012], поэтому здесь остановимся лишь на том, что в случае альпийской модели оледенения выделяется теплый тип КГС, а в случае сибирской модели – холодный тип, который может быть подразделен на два подтипа: на рис. 6.5 он рассмотрен как собственно холодный тип, а на рис. 6.6 – как умеренно холодный.

Каждый тип КГС будет отражать обусловливающую их формирование обстановку и способ геологического воздействия данной совокупности природных льдов на вмещающие долины, облик которых будет зависеть от того, как (совместно или поочередно) эти льды будут участвовать в общем процессе. Несомненно, изначально компоненты комплекса “ледники/снежники–наледи–подземные льды” зарождаются как независимые продукты климата. Однако возможность общности порождающих их причин в горах Сибири и конкретная обстановка горных долин зачастую могут быть благоприятным фактором для формирования и тех и других льдов, причем все они в процессе своего развития неизбежно оказываются (по крайней мере, в границах вмещающих их долин) взаимодействующими в процессе энерго- и массообмена и в ходе проводимой ими геологической работы. При этом многолетнее промерзание горных пород (как фоновый фактор) поддерживает функционирование ледников, тогда как геологическая деятельность последних способствует созданию среды (в виде определенных форм рельефа и отложений), благоприятной для развития связанных с ледниками льдов мерзлотного происхождения [Промерзание..., 1964; Шейнкман, 1987, 1991, 1993; Корейша, 1991]. Иными словами, независимо от происхождения каждый элемент рассматриваемых систем, как и они в целом, уже с момента своего возникновения будет наделен строго определенными функциями. Две из них можно выделить как основные.

Отражение в своей структуре баланса тепла и влаги в конкретной ситуации, т. е. индикации фоновых параметров имеющихся ландшафтов, является первой основной функцией КГС, хотя надо учитывать, что не все их элементы работают однонаправленно. Это относится к снежникам, их роль как участника процесса оледенения значительна (умалять ее нельзя), но в составе КГС гор Сибири они чаще всего выступают как индикатор локальных, а не фоновых условий, отражающих проявление климатической снеговой линии. Снежники обычно формируются в регионе в обстановке фонового малоснежья. Они обусловлены ветровым перемещением снега и последующей его аккумуляцией в местах, где характерна ветровая и солнечная тень, и иногда трансформируются в навеянные ледники, лежащие значительно ниже климатической снеговой линии. Типичный пример – находящийся в глубине Сибири Кузнецкий Алатау (меридионально ориентированный отрог Западного Саяна). На его склонах формируются ММП мощностью более 150 м, фиксируя тем самым фоновое малоснежье, но за счет ветрового переноса снега из многолетних снежников здесь устойчиво образуются расположенные более чем на 1000 м ниже климатической снеговой линии ледники, достигающие в длину 2 км.

В качестве второй основной функции КГС может быть выделена индикация способа геологической обработки ими долин, который определяется составом образующих системы элементов. Поскольку специфичность преобразования вмещающих природные льды форм рельефа и горных пород выражается как раз в степени совместного или поочередного воздействия участвующих в общем процессе природных льдов. Главными элементами КГС, определяющими связанные с их деятельностью рельеф и седиментогенез в горах Сибири, являются ледники и наледи. Как ни парадоксально, именно наледи, будучи неподвижными телами, в состоянии привлекать некинетические и иные энергетические ресурсы и проводить большую геологическую работу. Геологическое воздействие наледей отлично от ледников. Но по объему преобразуемого вещества нередко сопоставимо с ними, и что самое важное, деятельность наледей существенно изменяет облик и состав оставленных ледниками форм рельефа и отложений [Промерзание..., 1964; Шейнкман, 1987, 1991, 1993; Корейша, 1991].

Что касается роли подземных льдов в структуре КГС, нужно сказать следующее. Они могут формировать крупные залежи, и их образование и исчезновение будут сопровождаться немалой геологической работой, однако ее геоморфологическая составляющая чаще всего обеспечивает создание только форм микрорельефа. Поэтому главное значение подземных льдов состоит в том, что они выступают как породообразующий фактор, способствующий консервации внутри КГС влаги и холода.

Анализ выявления двух основных функций КГС важен в связи с тем, что, рассматривая оледенение как совокупность КГС определенного уровня организации и, соответственно, беря в расчет способ их воздействия на окружающую среду, при разборе ситуации можно дать интегральную характеристику событиям и явлениям даже там, где отсутствуют данные инструментальных наблюдений. Напомним, что сильное охлаждение территории Сибири на фоне преобладания континентальных климатических условий было ее типичным признаком на протяжении всей четвертичной истории. Учитывая реакцию КГС на получение ими запаса холода (что при освещении гляциальных событий выходит в Сибири на первый план) и привлекая аналитические ресурсы по каждому их элементу, оценивать процесс оледенения и формируемых под их воздействием ландшафтов и сегодня, и в прошлом можно достаточно детально. Мерзлотные и гляциальные элементы КГС контрастно подчеркивают роль каждого, связанного с ними явления и четко окаймляют в рамках единой системы ареалы своего существования, уже своим присутствием или отсутствием неся большой объем информации о характере обусловливающей их среды. Тем более что в этой системе они являются взаимодополняющими друг друга сосуществующими элементами и это позволяет детализировать отдельные черты происходящего при формировании КГС процесса и осуществлять его широкий обзор с позиций развития КГС в целом.

Выше уже отмечалось о высокой информативности ПЖЛ (появление/исчезновение которых четко фиксирует переход грунтов в низкотемпературный режим и обратно с преодолением ими примерно −3 °С порога) и многолетних наледей. Не менее информативно присутствие или отсутствие

в приледниковой зоне и других, определенного вида подземных льдов и наледей, которые тоже имеют четко обозначенные пороговые параметры своего существования (прежде всего температурные и характеризующие заснеженность территории). Так, появление/исчезновение сезонных наледей и генетически связанных с ними сезонных гидролакколитов в приледниковой зоне на изучаемом участке долин указывает на условия промерзания здесь горных пород на фоне формирования островной криолитозоны. Тогда как переход наледей в многолетнее состояние и появление многовековых бугров пучения (пинго, булгунняхов) фиксируют, соответственно, усиление промерзания в условиях развития сплошных низкотемпературных ММП.

Поскольку имеется мало данных инструментальных наблюдений по горным районам Сибири, получение подобной информации весьма важно, особенно при интерпретации следов прошлого. Но нередко исследователи не обращают должного внимания на такие сведения, хотя не только ледники, но и каждый элемент КГС оставляет специфические следы, причем как непосредственно своей геологической деятельности, так и при взаимодействии с другими элементами системы. Выше говорилось, что о глубоком охлаждении расположенных на изучаемой территории ледников и о питании их по ледяному типу (когда они формируются в условиях резко континентального климата на фоне существования низкотемпературных ММП) свидетельствует наличие следов формирования ПЖЛ по периферии ледников. То же демонстрирует присутствие крупных реликтовых наледных полян по периферии фронтальных морен, некогда окаймлявших концы древних ледников, т. е. в обоих случаях речь пойдет о холодных КГС. Однако присутствие полигонально-жильных структур без участия ПЖЛ указывает [Романовский, 1977], наряду с наличием средних по размерам приморенных реликтовых наледных полян (которые могут быть идентифицированы в этом случае как оставленные сезонными наледями), на развитие КГС с ледниками, к которым примыкает островная криолитозона – КГС умеренно холодного типа. Полное же отсутствие геологических данных многолетнего промерзания горных пород в пред- и приледниковой зоне четко обозначит формирование ледников при наличии у них круглогодичного подледного стока, т. е. залегающих на немерзлом ложе. При этом наледи и другие мерзлотные элементы КГС видоизменяют, но не уничтожают основные первично-ледниковые образования – наоборот, они делают их черты контрастными, выраженными более четко [Шейнкман, 1991, 1993].

Таким образом, уникальную информацию, используя следы разных способов воздействия КГС на вмещающие их формы рельефа и отложения, как раз и позволяет получить предлагаемый подход. Суть в том, что в Сибири хорошо выражен (см. рис. 6.1) тренд криоаридизации обстановок, особенно в горном ее обрамлении, образованном близкими по морфологии и истории развития горными сооружениями. Вдоль него (на фоне общего господства континентальных и резко континентальных климатических условий, но, тем не менее, с пересечением горами территорий с отличающимися климатическими обстановками) в направлении с юго-запада на северо-восток ясно выражена зональность процессов криогенеза. Так что, понимая

криоаридизацию как фактор, характеризующий постепенное охлаждение территории на фоне усиления климатической континентальности, ее хорошо выраженный вдоль горного обрамления Сибири пространственный тренд можно сопоставлять с временным.

В плейстоцене оледенение в данном регионе также контролировалось криоаридизацией обстановок, проявляющейся и во времени – в процессе перехода от термохронов к криохронам. Мы имеем инструмент, с помощью которого, фиксируя вдоль рассматриваемого горного пояса изменения у существующих комплексов природных льдов и результаты их воздействия на вмещающие формы рельефа, можно выяснить, используя принцип актуализма, характер проявления аналогичных процессов в прошлом. Реальность применения подобного подхода обеспечена диапазоном современных, характеризующих обстановки параметров в разных частях горного обрамления Сибири, поскольку они находятся в рамках температурных флуктуаций, фиксируемых для данных широт [Величко и др., 1995; Manabe, Broccoli, 1985; Short et al., 1991; Kutzbach et al., 1998], как между криохронами, так и термохронами плейстоцена. В северо-восточной части гор макрорегиона оледенение характеризуется самым высоким уровнем охлаждения: даже в условиях современного термохрона ледники имеют температуру –8...–10 °С и расположены в зоне активного развития криогенеза, в области низкотемпературных, сплошного распространения ММП – с повторно-жильными льдами, формирующимися при среднегодовых температурах воздуха до –16...–17 °С. Однако на юго-западной оконечности гор Сибири к ледникам примыкает островная криолитозона с ММП, существующими при среднегодовых температурах воздуха –3...–5 °С. Поэтому результат анализа следов КГС, формировавшихся в горах данного региона в холодные эпохи плейстоцена, с помощью рассматриваемого подхода вполне осуществимый.

Особенно важен потенциал предлагаемого подхода при калькировании некоторыми авторами альпийских схем былого оледенения для гор Сибири с обязательным предположением о достаточной быстрой трансформации горных ледников в ледниковые щиты. Строятся такие предположения по принципу: “если бы оледенение развивалось в условиях..., то...”. Результаты таких построений, безусловно, интересны, но споры в отношении их не совсем абстрактны, поскольку палеогеографические реконструкции закладываются в основу прогностических моделей, и принципиально, будут ли предикционные сценарии рассчитываться по высокоэнергетическому “быстрому” или низкоэнергетическому “медленному” варианту. Поэтому сегодня исходные предпосылки и предполагаемые сценарии должны подвергаться жесткому экзамену, который учитывает конкретную ситуацию Сибири, иначе построенные модели будут просто интересной абстракцией.

Возьмем случай, где недоучтено влияние ледников на развитие окаймляющих их ММП. В разработках М.Г. Гросвальда [1999] мощный ледниковый покров размещен по всему северу Сибири, где для развития покровных ледников условия отсутствуют, – здесь превалировала форма подземного оледенения. Причем в указанной работе ледниковый покров располагается на территории с ненарушенным, непрерывно формировавшимся в плейсто-

цене литокомплексом с ПЖЛ, хотя наступающий ледник должен был уничтожить и тонкий слой покрывающих ПЖЛ отложений, и значительную часть собственно ПЖЛ. Имеются попытки разместить ледниковый щит и на территории Алтая, критика чего была детально рассмотрена в [Шейнкман, 2008]. Если условно охладить Алтай даже ниже возможного минимума (большинство климатологов допускают для Сибири понижение среднегодовой температуры воздуха не более чем 8–10 °С: больше для высоких и меньше – для умеренных широт), то это даст аналог, лишь приближающийся к современной Якутии, – с небольшими ледниками и сплошной криолитозоной. Тем более что ближайшие к Алтаю, зародившиеся в плейстоцене ПЖЛ появляются лишь в Восточной Туве и Прихубсугулье, а псевдоморфозы по ним – в Западной Туве [Sheinkman, 2007, 2011, 2012]. Другими словами, на Алтае климат и ныне, и в прошлом обеспечивал развитие ММП только в допороговой для ПЖЛ области, хотя благоприятная для их появления седиментационная среда имеется повсеместно – мощные тонкодисперсные осадки выстилают многие его долины. Что касается нередких здесь бугров пучения, порой принимаемых за следы глубокого промерзания, нужно сказать, что это обычная ошибка исследователей, специально не изучавших ММП. В данном районе, как показала проведенная мерзлотная съемка, превалирует типичный высокогорный [Горбунов, 2001] криогенез. Отмеченные бугры – его результат, только не с глубоким промерзанием горных пород и их многовековым пучением, индикатором которого являются пинго/булгунняхи, формируемые в дренируемых термокарстовых котловинах, а с процессами, характерными для зоны смены островных ММП сплошными. Это бугры того же генетического ряда, но меньшие по размерам сезонные и летующие инъекционные (частично с сегрегационным льдом) гидролакколиты (см. рис. 6.6).

Используя предлагаемый подход при анализе палеогеографической ситуации в горах Сибири в целом, автор пришел к выводу, что господствовали здесь в эпохи криохронов криогляциальные системы, в составе которых ледники играли важную, но не всегда ведущую роль, т. е. значительная часть поступающей в регион влаги консервировалась тогда не только ими. Она переходила в состав льдов мерзлотного происхождения, включая большие массивы как подземного, так и поверхностного, представленного наледями, льда.

6.6. ОБЗОР КРИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ГЕОСИСТЕМ СИБИРИ

В подтверждение господства в Сибири холодных КГС приведем обзор существующих здесь геосистем рассматриваемого типа. Ледники повсеместно находятся высоко в горах, характеризуются небольшими величинами питания и высоким положением его границы, которая контролируется активной летней абляцией – атрибутом континентального климата. Сегодня у зонально обусловленных ледников граница питания (даже в случае ее наиболее низкого положения в приполярной части гор северо-востока Сибири) находится на отметках около 2000 м; в горах юга Восточной Сибири она преодолевает уровень 2500 м и поднимается выше 3000 м в горах юга Западной Сибири. Абляция на самых холодных ледниках се-

веро-востока Сибири, расположенных вблизи Полярного круга, составляет 80–100 г/см^2 в год, но в противоположной части региона она существенно выше. Даже в горах Бырранга, находящихся на широтах на 10° севернее Полярного круга, ее значение равно 100–120 г/см^2 в год, а на Приполярном и Полярном Урале колеблется уже в пределах 200–300 г/см^2 в год [Промерзание..., 1964; Говоруха, 1970]. Самое главное, что в последнем случае эти цифры в 1,5–2 раза, а иногда и больше превышают фоновое (без учета доли навеянного снега) накопление снежной массы, поскольку компенсируется абляция в данной ситуации не за счет обильного снежного питания, как принято в традиционной альпийской модели оледенения, а за счет питания с конжеляционной составляющей.

Даже в наиболее отепленной западной части Сибири, на невысоких склонах, расположенных в основном на отметках 1000–1500 м и поэтому менее охлажденных, но несущих современные ледники (рис. 6.7, *а*), северных отрогов Урала ледниковые тела повсеместно окружены хорошо выраженной криолитозоной (см. рис. 6.7, *б*) и имеют температуру существенно ниже нуля [Троицкий и др., 1966]. Хотя слой холодного льда (с температурой ниже нуля) на этих ледниках не всегда охватывает всю их толщу, они азональные, лежат примерно на 1 км ниже климатической снеговой границы и получают достаточно снежного питания за счет ветрового сноса снега с окружающих склонов, который способствует некоторому отеплению их толщи. Тем не менее все зональные ледники в Сибири, начиная с лежащих на склонах западных отрогов Алтая, находятся в зоне сплошного распространения ММП и большей частью своего тела лежат на промороженном ложе, которое только в отдельных случаях осложняется таликами.

Следует отметить огромный размер ареала ПЖЛ, которые для своего формирования требуют глубокого охлаждения горных пород. Обычно [Втюрин, 1975] граница ПЖЛ проводится (рис. 6.8), огибая с севера Ангару (в ее долине встречены [Слагода, Медведев, 2004] только псевдоморфозы по ПЖЛ), Байкал и Амур, берега которых, а также оз. Хубсугул отеплены. После находок ПЖЛ в предгорьях Хингана [Tong, 1993] и Большого и Восточного Саяна [Осадчий, 1982; Горбунов, 1991; Ямских, 1993; Васильчук, 2006] граница ПЖЛ проведена, огибая Ангару, Байкал и Амур с юга. (Самые южные ПЖЛ обнаружены на ~50°30′ с.ш. в Прихубсугулье [Шейнкман, 2008] и на севере Хингана [Tong, 1993; Jin et al., 2000].) На наш взгляд, отмеченные находки фиксируют острова ПЖЛ, главный массив которых находится в прежних границах.

Очевидно, что даже в условиях текущего, типичного для квартера термохрона массив низкотемпературных ММП с ПЖЛ внедряется в Сибирь широким клином – от Восточной Арктики на севере до степей Центральной Монголии на юге, упираясь в горы Алтая на юго-западе. Учитывая, что в период плейстоценовых похолоданий ареал ПЖЛ расширялся значительно больше, все это свидетельствует, что фоновые климатические обстановки в Сибири были для оледенения континентальными сухими и холодными. Подтверждается это и геотермическими данными: их не много, но они позволяют судить о ситуации.

Рис. 6.7. Ледник Романтиков в массиве Рай-Из (Полярный Урал) и окружающие его ММП. Пояснения см. в тексте.

На Алтае современные ледники обычно не опускаются ниже 2000 м, располагаясь выше границы криолитозоны сплошного распространения. Данные из работы В.Б. Айзина с коллегами [Aizen et al., 2006] демонстрируют: существенно охлаждены ледники уже на стыке Западного и Центрального Алтая. В области питания ледников горы Белуха (высота 4100 м) зарегистрирована температура льда около –16 °С (здесь и далее имеется в виду температура на подошве слоя годовых колебаний) и даже вблизи ло-

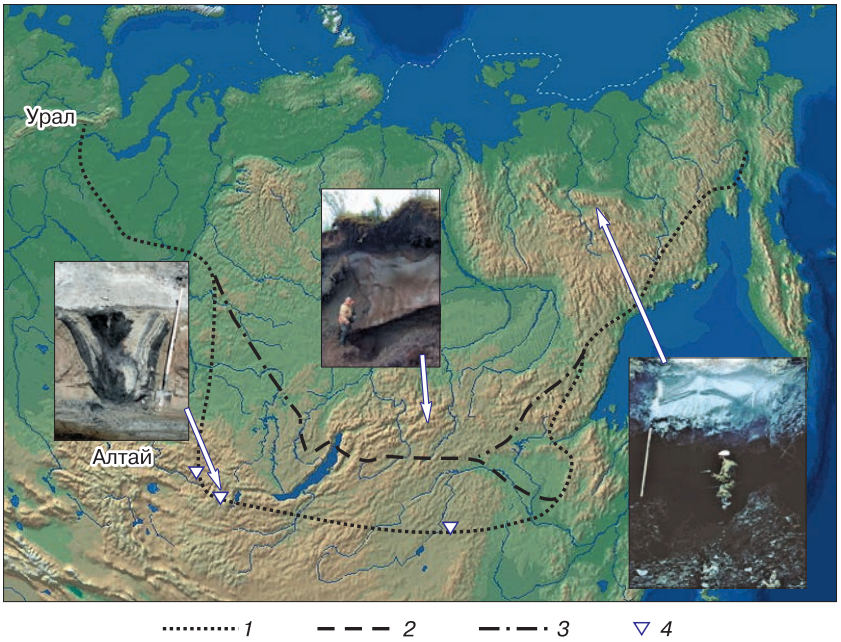


Рис. 6.8. Распространение повторно-жильных льдов (ПЖЛ) в Сибири.

Южная граница ареала ПЖЛ: *1* – по Ю.К. Васильчуку [2006]; *2* – по М.М. Корейше [Атлас..., 1997]; *3* – по Б.И. Втюрину [1975]; *4* – самые южные находки ПЖЛ.

жа ледника, на глубине 170 м она составляет около –14 °С. Ниже по высоте термометрические измерения не проводились, но можно предположить, что при таких низких температурах ледники глубоко охлаждены по всей толще. В области их языков толща льда составляет около 200 м [Никитин и др., 1993], тогда как криолитозона здесь имеет мощность 300–400 м [Шац, 1978; Горбунов, Северский, 2007]. Причем сток с ледников в этом районе прекращается уже к ноябрю, в изрядной мере консервируясь в приледниковых наледях [Шейнкман, 1986, 1991]: это возможно лишь в том случае, если ледник лежит на мерзлом ложе и только под его концом формируется небольшой, иссякающий уже в начале холодного сезона гидрогенный талик.

Близкая ситуация наблюдается и в Центральном Алтае [Никитин и др., 1986; Нарожный, 1993]. В нижней части долинного ледника Малый Актру толщиной около 100 м [Никитин и др., 1993], спускающегося до 2200 м, зарегистрирована температура льда около –4 °С и на высоте около 3000 м на выходе из питающего кара – –8...–9 °С. На языке соседнего, менее заснеженного ледника Водопадный толщиной около 60 м, заканчивающегося вблизи отметки 3000 м, зафиксирована температура около –15 °С. Этот ледник, судя по характеру приведенных в работе [Никитин и др., 1986; Нарожный, 1993] температурных кривых, охлажден существенно ниже нуля полностью. Под другими ледниками только в краевой части формируются маломощные гидрогенные талики, поскольку и здесь сток с ледников прекращается уже к ноябрю, в значительной мере консервируясь в приледниковых наледях. Это подтверждается данными из работ [Шац, 1978; Горбунов, Северский, 2007], согласно которым средняя высота нижней границы сплошных ММП на востоке Алтае-Саянской страны располагается несколько ниже 2000 м, а в центре и на западе – несколько выше 2000 м.

С.А. Никитиным с соавторами [1986] отмечено, что в одной из скважин на конце языка ледника Малый Актру уже на глубине 30 м зарегистрирована температура около нуля. Однако в более поздней сводке [Нарожный, 1993] эти данные отсутствуют. Скважина, в которой они были получены, определена как некондиционная; такими же признаны и данные [Михаленко, 2007] о существенном отеплении ледников Алтая, поскольку в обоих случаях замеры были выполнены летом в скважинах, залитых талой водой.

В восточной части Алтае-Саянской горной страны сведения по термометрии ледников отсутствуют, но об их состоянии можно судить по косвенным данным. Во-первых, эти ледники лежат выше нижней границы сплошных ММП. Во-вторых, о быстром иссякании талого ледникового стока свидетельствуют результаты наблюдения [Шейнкман, 1991, 1993; Шейнкман и др., 2007, 2008]. В Юго-Восточном Алтае в приледниковой зоне хорошо выражены наледи и другие криогенные явления (см. рис. 6.5), отражающие большую степень промерзания горных пород. О том же говорят термометрические данные [Михайлов и др., 2006; Fukui et al., 2007] горных пород на склонах долины ниже одного из крупнейших ледников Юго-Восточного Алтая – Софийского. К. Фукуи с коллегами в работе [Fu-

kui et al., 2007] приводит фотографию внешнего вида полигонально-жильных структур по грубодисперсным отложениям на склонах этой долины с пояснением, что фиксируются ПЖЛ. Последние должны тогда отражать более сильное промерзание горных пород. Однако в русскоязычном варианте статьи [Михайлов и др., 2006] представлены температурные кривые, которые показывают, что сезонно-талый слой здесь составляет около 3 м, а у подошвы слоя годовых колебаний температура ММП не превышает −4 °С. Причем в обеих работах [Михайлов и др., 2006; Fukui et al., 2007] о находках собственно ПЖЛ и не упоминается. Все это указывает на то, что мерзлотная обстановка в данном случае действительно сурова, но еще недостаточна для формирования ПЖЛ. Для развития таких льдов в грубодисперсных отложениях требуется режим более низких температур: существенно ниже −3 °С порога. На фотоснимке в работе [Fukui et al., 2007] изображены, на наш взгляд, полигонально-жильные структуры без заполнения их льдом.

Большее промерзание, будучи отражено в появлении собственно ПЖЛ, фиксируется на востоке Алтае-Саянской горной страны, и уже в Забайкалье эти льды (см. рис. 6.8) показывают превалирование сплошных низкотемпературных ММП не только в высокогорье, но и в низко- и среднегорье. Правда, на забайкальских ледниках и даже в северо-восточной части Сибири зарегистрированы температуры льда в пределах −7...−10 °С, т. е. они не экстремальны. Тем не менее температурные кривые по толщине льда здесь более крутые, характеризуются малыми градиентами и показывают весьма глубокое промерзание пород [Промерзание..., 1964; Шейнкман, 1987; Шестернев, Шейнкман, 2008].

Таким образом, даже в условиях текущего термохрона прямые и косвенные факты свидетельствуют о развитии ледовых комплексов в горах Сибири явно не по альпийской модели, что крайне важно учитывать, чтобы избежать искажений при проводимых построениях и палеогеографических реконструкциях. Например, в некоторых опубликованных работах [Прокопенко и др., 2001] приводятся расчеты, свидетельствующие о том, что во время криохронов в горах Сибири необходимо предусматривать развитие ледниковых тел, соизмеримых с крупнейшими ледниковыми щитами Земли. В противном случае не сводится баланс между количеством влаги, консервируемой циркумполярными покровными ледниками, и той ее частью, которая должна быть изъята ими из океана во время глобальных похолоданий климата, так как горное оледенение практически не влияет на такой баланс. По альпийским канонам это логично. Однако в Сибири механизм оледенения определяет, что по мере прогресса похолодания и роста континентальности климата в плейстоцене черты, показанные на рис. 6.5, начинали преобладать повсеместно, что приводило к совершенно иному балансу между изъятой из океана и законсервированной на континенте влаги. В Сибири действительно в периоды криохронов аккумулировались большие объемы льда, но значительная их часть была обусловлена глубоким промерзанием горных пород и заключена не только в теле ледников, в значительной мере она консервировалась во льдах криолитозоны.

* * *

Системный подход, согласно которому объекты изучения рассматриваются во взаимодействии между собой, в последние десятилетия стал широко применяться в науках о Земле, в том числе при изучении природных льдов, которые начали исследоваться как своеобразные системы в составе охлажденной до отрицательных температур оболочки Земли – криосферы. Это крайне важно при изучении территории в глубине Сибири, где с конца плиоцена характерным признаком стало ее сильное охлаждение с превалированием континентального климата. В данной ситуации в роли объединяющего все природные льды параметра выступает холод, под влиянием которого контролируется процесс их возникновения и развития. Будучи чутко реагирующими на ход связанных со своим охлаждением процессов, все льды оказываются тесно связанными элементами единой системы, и их изучение с этих позиций позволяет глубже вникать в суть процессов льдообразования как ландшафтообразующего фактора. А соответственно, и более полноценно использовать полученные результаты в прогностических целях, так как в данном случае учитывается совокупность многих параметров различных элементов КГС, чутко реагирующих на трансформацию среды (прежде всего в аспекте климата), причем каждый элемент – на конкретные ее изменения.

В настоящее время специфичность оледенения, формирующегося в условиях криолитозоны, сомнения не вызывает, но при его изучении сложилась парадоксальная ситуация. Мерзлотоведы предпочитают не включать ледники в круг своих объектов, а гляциологи обычно оставляют в стороне вопросы промерзания горных пород. В результате из виду исследователей упускаются важные характеристики оледенения, что при его анализе становится причиной разночтений. Тем более что во главу угла чаще ставится развитие гомогенных снежных, ледниковых, наледных и иных геосистем, и, к сожалению, вне их связи друг с другом. Хотя то, что в Сибири в области криолитозоны формируются специфические обстановки, требующие учета взаимодействия всех природных льдов, является установленным фактом.

Причина сложившейся ситуации – в перенесении на Сибирь не присущих ей стереотипов. Все ледники имеют внешнее сходство, независимо от их нахождения в пределах криолитозоны или вне ее, внешняя схожесть есть и у проводимой всеми ледниками геологической работы, что отражается в определенном однообразии создаваемых ледниками основных форм рельефа и отложений. Однако за внешним сходством нужно видеть и различия. Они заключаются в разной структуре ледовых комплексов, олицетворяющих оледенение, и принципиально разном использовании ледниками, входящими в их состав, фоновых ресурсов. Только вникнув в эти детали, можно осуществить анализ оледенения, чему способствуют результаты изучения *криогляциальных* (или *мерзлотно-гляциальных*) *геосистем*, выделенных автором. Ведь все их элементы, взаимодействуя, становятся носителями многоплановой перекрестной информации.

Так, если в формировании КГС участвуют ПЖЛ и крупные приледниковые наледи, то это говорит о том, что вся система развивается в услови-

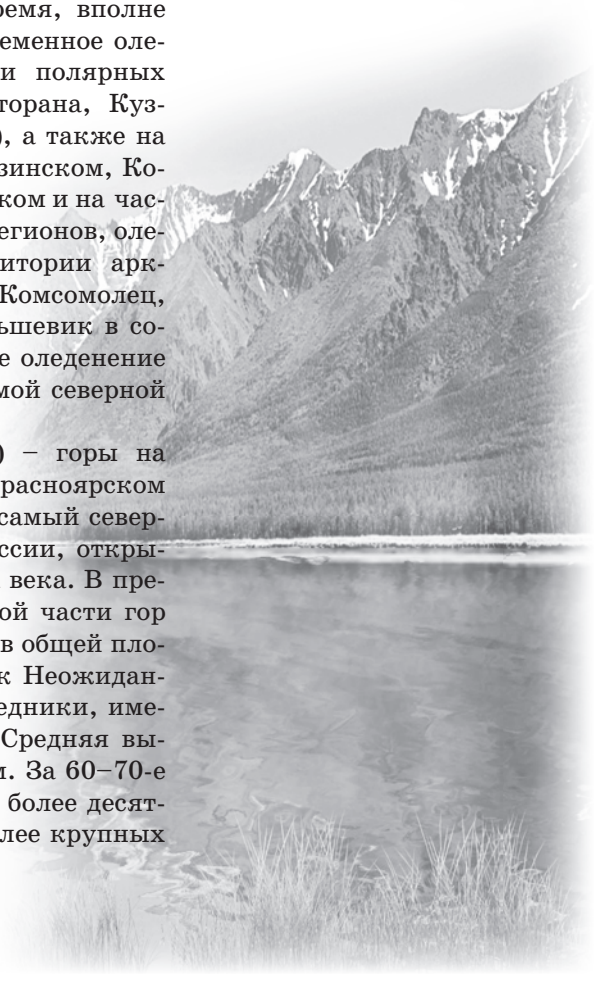
ях резко континентального климата, а включенные в нее ледники являются холодными (в условиях Сибири преимущественно горными) и остро реагирующими на малейшие изменения летней температуры воздуха. Особенно важен данный системный подход при проведении палеогеографических реконструкций, поскольку вопрос о ритмике оледенений – это не просто предмет научной полемики, а актуальная практическая задача. Применение предлагаемого подхода может быть весьма широким, и автор надеется, что это поможет исследователям глубже вникнуть в специфику развития природных льдов в Сибири и позволит им сблизить свои позиции в спорных вопросах.

Глава 7

ОЛЕДЕНЕНИЕ

7.1. ЛЕДНИКИ ГОР СИБИРИ

На континентальной территории Сибири оледенение занимает в основном высокогорья. Чаще всего ледники расположены ниже теоретической снеговой линии. В целом соотношение летней высокой температуры воздуха и осадков на территории Сибири, выпадающих в основном в летнее время, не благоприятствует существованию современного оледенения. Однако ледники есть, и благодаря усилению некоторых локальных факторов, таких как метелевый перенос снега, расчлененность горных хребтов, сильное промерзание горных пород в зимнее время, вполне устойчивы к изменениям климата. Современное оледенение присутствует в ряде горных и полярных районов (Бырранга, Монгун-Тайга, Путорана, Кузнецкий Алатау, Алтай, Саяны, Орулган), а также на отдельных хребтах (Байкальском, Баргузинском, Кодаре, Верхоянском, Черского, Хараулахском и на части Сунтар-Хаяты). Кроме материковых регионов, оледенение покрывает значительные территории арктических островов севернее Сибири: Комсомолец, Пионер, Октябрьской Революции и Большевик в составе архипелага Северная Земля. Также оледенение присутствует на островах Де-Лонга – самой северной группе Новосибирских островов.



Бырранга (74°30′ с.ш., 102°00′ в.д.) – горы на крайнем севере Восточной Сибири, в Красноярском крае на п-ове Таймыр. В них находится самый северный район материкового оледенения России, открытый в конце 40-х – начале 50-х годов XX века. В пределах наиболее высокой, северо-восточной части гор обнаружено более 90 небольших ледников общей площадью 30 км^2, самый крупный – ледник Неожиданный (4,3 км^2). Преобладают долинные ледники, имеются каровые, висячие, присклоновые. Средняя высота их концов от 600 до 900 м над ур. м. За 60–70-е годы XX века в горах Бырранга исчезло более десятка небольших ледников, а отступание более крупных

долинных, каровых и карово-долинных в отдельных местах составило 100–150 м.

Монгун-Тайга (50°16′ с.ш., 90°07′ в.д.) – горный массив на юго-западе Республики Тыва, на границе с Монгольской Народной Республикой.

Оледенение массива Монгун-Тайга по состоянию на 2010 г. – это 32 ледника общей площадью 20,3 км^2. Ледники залегают в высотном диапазоне от 3970 до 2910 м над ур. м. Самый крупный – Восточный Мугур (площадь – 3,84 км^2, длина – 3,86 км). Большинство ледников северной и северо-восточной экспозиций, присутствуют следующие морфологические типы ледников: склоновые, карово-долинные, долинные, каровые, висячие, ледники плоских вершин. Для массива Монгун-Тайга характерно преобладание малых форм оледенения – число ледников с площадью менее 1 км^2 составляет 84 % от общего количества.

По данным К.В. Чистякова и Д.А. Ганюшкина [Горный массив..., 2012], в конце малой ледниковой эпохи площадь оледенения массива составляла 50 км^2. В период с 1850 по 1920 г. площадь его оледенения уменьшилась на 40 % (до 29,6 км^2). С конца 1920-х годов сокращение ледников существенно замедлилось. С конца 1960-х по 1995 г. деградация ледников усилилась, площадь ледников сократилась на 13 %. Наибольшему сокращению подверглись склоновые ледники (38 %), долинные потеряли всего 5 % площади. Последний этап сокращения ледников – с 1995 по 2012 г. – характеризуется особенно быстрой их деградацией (на 19 %), в основном изменились долинные ледники, которые почти все разделились на несколько разных. Например, Левый Мугур распался на три ледника. В массиве Монгун-Тайга за период 1995–2008 гг. фирновая линия поднялась на 200–300 м, достигнув уровня 3600 м. Во многих местах массива наблюдается переход малых ледников в разряд каменных глетчеров либо в состояние многолетних снежников, так что объем гляциальных льдов не претерпел значительного сокращения.

Путорана (69°00′ с.ш., 93°00′ в.д.) – горный массив, расположенный на северо-западе Красноярского края, на территории Таймырского (Долгано-Ненецкого) и Эвенкийского автономных округов.

В настоящее время на плато Путорана находится 61 ледник общей площадью 7,18 км^2, все они приурочены к двум геоморфологическим формам рельефа – склонам и карам, и расположены в основном на склонах восточной и северо-восточной экспозиций. Самые крупные ледники (№ 21, 47 и 40) имеют площадь около 0,3 км^2, а самый маленький (№ 29) – 0,02 км^2. Они лежат здесь на небольшой высоте – 620–1600 м над ур. м, где средняя температура лета по сравнению с другими ледниковыми районами высокая (около 10 °С). Ледники существуют благодаря достаточному количеству осадков и их концентрации на подветренных склонах и в понижениях. Чуть более детально, чем другие, изучаются ледники на северном уступе Ламских гор – карово-присклоновые ледники Мальборо и Привес длиной порядка 150 м, шириной 250 м. Морфологической особенностью их является значительная крутизна ледниковой поверхности – в среднем 26°.

По данным В.А. Сарана [2005], с 1970-х по 2005 г. на фоне современных изменений климата ледники плато Путорана сохраняли относитель-

ную устойчивость, особенно это касается навеянных. Ледники, лежащие в ледниковых карах, испытывали незначительную деградацию: у края некоторых из них формируются морены, возникают небольшие озера, ряд ранее известных каровых ледников, например № 2, 7–10, 18, исчезли. Навеянные ледники склоновой группы мало изменились, поскольку они находятся в благоприятных условиях метелевого питания. Наиболее устойчивыми формами оледенения плато Путорана в современных условиях являются ледники склоновой группы и навеянные карово-висячие. Доказательством тому, что ледники склоновой группы наиболее устойчивы, служит количественное их преобладание: 12 ледников занимают ледниковые кары и 49 принадлежат к склоновой группе и ледникам нивальных каров. Климатические изменения ледники плато Путорана переносят с малозаметными трансформациями, больше подчиняясь сезонным колебаниям, но при этом оставаясь в состоянии, близком к квазистационарному.

Кузнецкий Алатау (53°45′ с.ш., 89°15′ в.д.) – это низко-средневысокое нагорье в системе Саяно-Алтайской горной области на юге Западной Сибири.

Согласно “Каталогу ледников СССР” [1973, т. 16, вып. 1, ч. 3], в этом горном районе насчитывается 91 ледник общей площадью 6,79 км^2. Они расположены очень низко – от 1250 до 1450 м. Для внутриконтинентальных частей материков (50–55° с.ш.) – это единственный случай в мире. Среди них можно выделить следующие морфологические типы: присклоновые, карово-висячие, висячие каров, каровые, карово-присклоновые, присклоновые ледники подножий, ледники кулуаров и висячие долинные. Самый распространенный тип ледников здесь – присклоновый. Площадь большинства ледников Кузнецкого Алатау составляет 0,01–0,2 км^2. Площадь самого большого из них – ледника Участников Экспедиций – достигает 0,3 км^2. Исследования П.С. Шпиня в 1972–1976 гг. показали, что у большинства ледников Кузнецкого Алатау скорость движения составляет от нескольких дециметров до 6–8 м в год [Шпинь, 1980, с. 31].

В 1980 г. П.С. Шпинь писал: “Нет оснований полагать, что ныне оледенение Кузнецкого Алатау деградирует... Сравнение морфологии ледников за 1966–1975 гг. с их состоянием в 1951–1953 гг. указывает на заметный рост площади и толщины некоторых ледников” (с. 75). По сведениям Министерства природных ресурсов и экологии РФ, на 2012 г. количество ледников в Кузнецком Алатау достигает 32. В целом современное состояние ледников этого района специалисты оценивают как близкое к стационарному [Медведков, 2010].

Алтай (49°48′ с.ш., 86°35′ в.д.) – горная система, расположенная в месте схождения границ России, Монголии, Китая и Казахстана.

Алтай – крупнейший район наземного оледенения на юге Сибири. Количество современных ледников на Русском Алтае – 998 с общей площадью 762 км^2, в основном северной экспозиции [Окишев, 2011]. Количественно преобладают малые ледниковые формы – каровые, висячие и переходные между ними. По площади основное оледенение Алтая приходится на долинные, карово-долинные и котловинные ледники. Крупнейшие центры оледенения на Алтае – Катунский (около 400 ледников общей площадью 280 км^2), Южно-Чуйский (240; 220 км^2) и Северо-Чуйский (200;

Таблица 7.1

Динамика основных ледников бассейна Актру

Ледник	Период, годы	Площадь, км^2	Отступание, м	Высота конца языка ледника, м
Малый Актру	1911	3,16	–	2200
	1930-е	3,05	149	2215
	2011	2,83	256	2235
Большой Актру	1911	12,0	–	2400
	1930-е	11,42	80	2435
Правый Актру	2011	5,15	301	2455
Левый Актру	2011	5,95	463	2530
Водопадный	1911	0,885	–	3030
	1930-е	0,835	45	3045
	2011	0,750	79	3055

180 км^2) хребты. Самый крупный на Алтае – Талдуринский ледник – площадью 28,2 км^2. Ледники залегают в высотном интервале 4500–2120 м. С 1850 по 2003 г. площадь ледников Алтая в среднем уменьшилась на 21,7 % (на 225,7 км^2) и объем – на 22,4 % (на 11,8 км^3). Причем с 1952 по 2003 г. сокращение составило 15,4 % по площади (16,8 км^2) и столько же процентов по объему (8,1 км^3) [Окишев, 2011]. Скорость отступания неодинакова у ледников разных размеров, типов и высотного положения. В ледниковом бассейне Актру уже более 100 лет осуществляется непрерывный мониторинг, отмечается синхронность колебаний ледниковых языков, расположенных на одном макросклоне (табл. 7.1).

Мощная деградация наблюдается у ледников Катунского и Южно-Чуйского хребтов, при этом ледники южной экспозиции отступают в 1,5 раза быстрее, чем ледники северной. Долинные ледники Северо-Чуйского хребта испытывают слабую деградацию. Наблюдается исчезновение малых ледников, разделение крупных. Например, сложный ледник Большой Актру разделился на два долинных – Левый и Правый Актру. В конце 90-х годов XX в. Талдуринский ледник распался на три самостоятельных ледниковых потока. За 100 лет конец ледника Малый Актру сократился более чем на 1 км и продолжает уменьшаться.

На **Западном Саяне** обнаружено 52 очень маленьких ледника общей площадью чуть больше 2 км^2 [Долгушин, Осипова, 1989].

Восточный Саян (51–56° с.ш., 94–103° в.д.) – горная страна, занимающая южную часть Красноярского края и Иркутской области, северо-восток Тувы и запад Бурятии.

Оледенение Восточного Саяна включает более 100 ледников общей площадью около 30 км^2. Лишь четыре ледника имеют площадь более 1 км^2. Все ледники здесь приурочены к наиболее высоким, приближающимся к 3000-метровой отметке или превышающим этот уровень вершинам. Выделяют два центра современного оледенения в Восточном Саяне: горный узел с вершиной пика Топографов и Мунку-Сардык – самый высокий район современного оледенения в Восточном Саяне (3491 м). Всего в

Таблица 7.2

Морфологические характеристики ледников массива Мунку-Сардык

Номер ледника по “Каталогу СССР” [1966–1981]	Ледник	Морфологический тип ледника	Год исследования	Длина открытой части ледника, км	Площадь открытой части ледника, км^2	Высота низшей точки открытой части ледника, м
31	Перетолчина (Северный)	Переметный	1906	1,10	0,68	2737
		Каровый	1963	1,00	0,70	2908
		»	1982	1,10	0,53	2860
		Присклоновый	2006	0,86	0,35	2930
		»	2008	0,93	0,44	2935
	Перетолчина (Южный) МНР	Переметный	1906	1,00	0,40	3173
		Присклоновый	2010	0,50	0,15	3215
30	Радде	Каровый	1973	0,60	0,30	2830
		»	2010	0,58	0,24	2796
	Пограничный, МНР	»	2010	0,60	0,15	3068
	Бабочка, МНР	»	2010	0,24	0,02	2890
29	Жохойский	Погребенный	1973	?	0,30	?

массиве Мунку-Сардык насчитывается пять ледников общей площадью около 3 км^2 [Плюснин и др., 2013]. Каровые ледники этого массива, представляющие собой последнюю фазу деградации оледенения, очень чувствительны к изменениям окружающей среды. В настоящее время климатические условия не способствуют развитию ледников в этом горном массиве. По последним данным, общая площадь оледенения данного района составляет 0,82 км^2, а в начале 20-го столетия она была 1,68 км^2. Последние десять лет сотрудниками Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН ежегодно проводятся наблюдения за ледниками массива (табл. 7.2).

В районе пика Топографов на Восточном Саяне трудно проследить многолетнюю динамику ледников в связи с отсутствием продолжительной истории изучения района. Сотрудниками Института географии СО РАН в 2010–2012 гг. выполнены экспедиционные исследования в этом районе, а по данным дистанционного зондирования Земли проведены инвентаризация ледников и их сравнение с данными “Каталога ледников СССР. Т. 16: Ангаро-Енисейский район” [1973] (табл. 7.3).

Висячий ледник № 15 утратил свое существование, остальные ледники сильно уменьшились в размерах, в длину в среднем на 300 м. Площадь же ледников сократилась с 5,3 до 3,85 км^2, или на 27 %. Поскольку данные, представленные в “Каталоге ледников СССР”, определялись по аэрофотоснимкам 1953 и 1956 г., то за 46 лет эти ледники в среднем отступали по 6,5 м/год, а площадь ежегодно уменьшалась на 3,5 тыс. м^2. Высота открытой части ледников поднялась в среднем на 88 м, или на 1,9 м/год. Из анализа строения ледников № 16 и 17 следует, что это в принципе

Таблица 7.3

Морфологические характеристики ледников у пика Топографов в Восточном Саяне (1972–2002 гг.)

Номер ледника по “Каталогу СССР” [1973]	Ледник	Морфологический тип ледника	Длина открытой части ледника, км	Площадь открытой части ледника, км^2	Высота низшей точки открытой части ледника, м
1		Каровый	1,0/0,8	0,5/0,4	2400/2440
2		»	0,8/0,6	0,2/0,15	2350 /2480
3	Авгевича	Карово-долинный	1,7/1,5	1,4/1,0	2500/2550
15		Висячий	0,4/Н.д.*	0,2/Н.д.	Н.д.
16		Карово-долинный	0,6/0,5	0,2/0,1	2320/2360
17		Долинный	1,6/1,2	0,5/0,4	2220/2480
18		»	2,5/2,0	1,1/1,0	2320/2380
19		Каровый	0,6/0,4	0,2/0,1	2320/2400
20	Ячевского	Долинный	2,0/1,4	1,0/0,7	2380/2430

* Н.д. – нет данных.

один ледник, разделенный на поверхности моренным материалом, идущим от скального выступа по левому борту его верхней части. В дальнейших исследованиях следует учитывать, что это один ледник (№ 17) длиной 1,6 км и площадью 0,5 км^2.

Кодар (56°45′ с.ш., 117°36′ в.д.) – горный хребет в центральной части Забайкалья, на территории Забайкальского края, входит в систему Станового нагорья.

По данным “Каталога ледников СССР” [1972], на хр. Кодар насчитывается 30 ледников общей площадью 19 км^2. По материалам публикации Э.Ю. Осипова с соавторами [2009], здесь им обнаружены 7 новых ледников, а 6 исключены из разряда активных. Повторный анализ космических материалов, проведенный в 2012 г. специалистами Института географии СО РАН, подтвердил наличие ледника № 43 в бассейне р. Апсат, ледника № 60 – в бассейне р. Верх. Сакукан и ледника № 62 – в бассейне р. Лев. Сыгыкта. Другие же – № 41, 42, 46 и 47 – все же являются многолетними снежниками. Из списка исключенных были подтверждены утратившие ледниковые свойства № 17, 7а (38 по нумерации Э.Ю. Осипова) и № 33а (40). Однако ледники № 18, 25 и 31 уменьшились в размерах, но до сих пор являются таковыми. Таким образом, в изменении количества ледников на хр. Кодар наблюдалось: 3 ледника были утрачены и 3 образовались из многолетних снежников, а общее количество осталось прежним – 39 [Плюснин и др., 2013].

Общая длина открытой части ледников в 1979 г. составляла 33,8 км, в 2009 г. – 25,4 км. Длина ледников в целом сократилась на 8,4 км за 30 лет, или примерно 7 м/год в среднем для одного ледника. Средняя высота их концов поднялась на 25 м, а площадь открытой части уменьши-

лась с 11,25 до 9,6 км^2, это примерно на 15 %. Общая же площадь ледников с учетом морен и участков, покрытых обломочным материалом, возрастает. Деградирующие, слабо подвижные ледники не справляются с большим количеством поступающего со склонов обломочного материала, бронируются им и постепенно превращаются в каменные глетчеры. Присклоновые и ледники южной экспозиции сильнее уменьшились в размерах, чем каровые северной экспозиции.

При сравнении современного состояния с картами 1970-х годов видно, что на месте былых мелких ледников ныне только снежники и каровые озера. Балансовые измерения, проведенные МГУ им. М.В. Ломоносова на леднике № 20 (Азаровой), показали значительное уменьшение мощности за 1979–2007 гг. – более чем на 33 м на высоте 2100 м; на 8 м на высоте 2500 м [Коваленко, 2008], хотя площади ледников испытали лишь незначительное уменьшение.

Байкальский хребет (54°35′–55°11′ с.ш., 108°35′–108°54′ в.д.) расположен вблизи северо-западной части Байкала, на территории Иркутской области и Республики Бурятия.

Ледник Черского является единственным на Байкальском хребте, который изучали [Алешин, 1982], он лежит в районе наивысшей отметки 2588 м (гора Черского) в глубоком каре. Его конец переваливает через ригель и располагается на отметке 1800 м (по данным 1981 г. – 1650 м). Мощность льда около 30–40 м. Ледник хотя и отражает общие тенденции сокращения, но уменьшается незначительно. По результатам сравнения современного состояния по космоснимку Landsat-7 (2002 г.) и топографической карты м-ба 1:25 000 (1965 г.), выполненного в Институте географии СО РАН, длина его уменьшилась с 1,09 до 0,93 км, а площадь – соответственно с 0,45 до 0,41 км^2. Высота низшей его точки увеличилась с 1745 до 1790 м. По новым данным, на подъеме к перевалу Солнечный, в 2 км к югу от ледника Черского, расположен второй ледник длиной около 700 м и площадью 0,1 км^2 и за перевалом – третий, скрытый гребнем.

Баргузинский хребет (54°42′ с.ш., 110°24′ в.д.) находится в Бурятии у северо-восточного побережья Байкала, длиной 280 км и наивысшей точкой 2841 м.

Всего закартировано 187 нивально-гляциальных образований Баргузинского хребта в середине прошлого века общей площадью 9,2 км^2. Из них 78 представляют гляциальные формы (ледники № 1–4), почти столько же, 71, – устойчивые нивальные образования (многолетние снежники) и 38 – обычно сезонные снежники, переходящие в благоприятные годы в снежники-перелетки. Тенденция сокращения ледников в Баргузинском хребте – 2/3 площади за 50 лет (0,02 км^2/год). Ледник Урёл-Амутис достаточно устойчив – 0,002 км^2/год, что соизмеримо со скоростью таяния основного ледника Байкальского хребта [Плюснин и др., 2013].

Верхоянский хребет (67° с.ш., 129° в.д.) протягивается на 1200 км от дельты р. Лены до р. Томпо. Продолжением этого хребта на юге являются хребты Сунтар-Хаята и Сетте-Дабан, отличающиеся иным рельефом и геологическим строением. Северное его окончание образуют хребты Туора-Сис и Хараулахский. В центральной части Верхоянья выделяется хр. Орул-

ган. Центры оледенений приурочены к наиболее возвышенным частям хребтов Сунтар-Хаята и Орулган. Широко распространены здесь небольшие висячие ледники площадью менее 0,9 км^2. В наиболее высокогорной части Чибагалахского хребта находится карово-долинный ледник Мерзлотоведов, длиной 2,1 км и площадью 1,1 км^2. Область его питания находится в обширном каре, открытом на север. На отвесных стенках кара размещается несколько небольших висячих ледников и хорошо видна экзарационная полоса. Наклон поверхности ледника в области питания составляет 1–2°, а в области ледникового языка – уже 10–12°. Краевая часть ледника покрыта сплошным чехлом поверхностной морены.

Самый крупный здесь – единственный дендритовый ледник Цареградского в Буордахском высокогорном массиве длиной 8,9 км и площадью 12 км^2. В хр. Орулган находится переметно-долинный ледник Колосова площадью 4,22 км^2. Восточная его часть принадлежит бассейну р. Омолой, а западная – бассейну р. Лены. В летний период 1991 г. в северных отрогах хр. Орулган магаданскими гляциологами были открыты и описаны восемь новых небольших (общей площадью 0,48 км^2) ледников, не учтенных в “Каталоге...” [1972].

В Северном Верхоянье, в отрогах Хараулахского хребта, некоторыми авторами отмечается несколько небольших ледников общей площадью 3 км^2 [Долгушин, Осипова, 1989]. По другим источникам [Седов, 1997], ледники в этом хребте отсутствуют, но наблюдаются многолетние снежники – долинные, висячие и склоновые.

Хребет Черского (64°44′ с.ш., 142°58′ в.д.) расположен на северо-востоке Сибири, на территории Якутии и Магаданской области, и представляет собой протяженную на 1500 км горную систему, в которой разбросанные и обособленные очаги современного оледенения имеют общую площадь немногим более 150 км^2. Согласно “Каталогу ледников СССР” [1981], здесь 372 ледника. Большинство из них, причем и наиболее крупные, сосредоточены в центральной части горной системы, в Буордахском массиве. В пределах этого массива располагается высочайшая вершина хр. Черского и всей Якутии – гора Победа (3147 м). В этом хребте насчитывается около 100 долинных ледников, из них около 20 площадью свыше 3 км^2. Самый большой – ледник Обручева – имеет площадь 7,6 км^2. Температура льда на нем изменяется от –7 до –8,3 °С, понижаясь с высотой [Корейша, 1991]. Деградация крупных ледников горной системы Черского после окончания малой ледниковой эпохи подчеркивается валами конечно-моренных гряд, которые остались после отступания ледников.

В **горах Сунтар-Хаята** (62°36′ с.ш., 140°53′ в.д.), на границе Якутии и Хабаровского края, насчитывается немногим более 200 ледников общей площадью 200 км^2 [Каталог ледников СССР..., 1977]. Среди них много небольших каровых и висячих ледников, примером которых может служить ледник Сивцевой длиной около 2,2 км и площадью 1,9 км^2. Он расположен в огромном каре северной экспозиции и имеет двухлопастный конец. На некотором удалении от него находится вал конечной морены, размытый ручьями. Площадь ледника сокращается, и он расчленяется на три части. Каждая из них имеет свою систему темно-синих поперечных по-

лос – огив. Для этого ледника характерны две продольные трещины, расстояние между которыми составляет 250–260 м. Появление трещин связано, по всей вероятности, с разными скоростями движения льда в средней и окраинной частях ледника.

Таблица 7.4

Современные ледники Якутии

Хребет	Количество ледников	Площадь, км^2
Орулган	82	18,86
Сунтар-Хаята	208	201,6
Черского	276	118,7
Чибагалахский	96	36,6
Итого:	662	375,76

Долинные же и сложные долинные ледники немногочисленны, но на них приходится большая площадь оледенения. Самый большой ледник (площадь 7,5 км^2) располагается на Юдомском хребте (север Хабаровского края). Первая аэрофотосъемка ледников Сунтар-Хаята проведена в 1943 г., последующие указывают на дегляциацию массива. Эпизодические балансовые измерения, проводившиеся на репрезентативном леднике вблизи наивысшей точки хр. Сунтар-Хаята – гора Мус-Хая, также говорят об отрицательном значении баланса массы. Установлено, что за 1957–2001 гг. поверхность долинного ледника № 31 понизилась на 20 м, а его длина сократилась на 200 м [Мурзин, 2010]. В целом в материковой части Якутии выявлено более 650 ледников общей площадью 375 км^2 (табл. 7.4).

Скорость движения льда крупных долинных ледников не превышает 10 м/год, а их мощность чаще варьирует в пределах 100–150 м. Подавляющее большинство ледников тяготеет к склонам северной, северо-восточной и северо-западной экспозиций. Области питания ледников целиком лежат в инфильтрационно-конжеляционной зоне льдообразования [Мурзин, 2010].

7.2. ОЛЕДЕНЕНИЕ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ

Северная Земля (80° с.ш., 100° в.д.) – архипелаг в Северном Ледовитом океане вблизи п-ова Таймыр. Площадь его около 37 тыс. км^2. Административно входит в состав Таймырского (Долгано-Ненецкого) муниципального района Красноярского края.

Лед покрывает 47 % (17,5 тыс. км^2) площади Северной Земли; 14 % береговой линии приходится на ледниковые берега, для которых характерна крутизна с высотой обрывов до 30 м. Всего на архипелаге насчитывается 20 крупных ледников: 7 – на о. Октябрьской Революции, 6 – на о. Большевик, 4 – на о. Комсомолец, 2 – на о. Пионер и 1 – на о. Шмидта [Оледенение..., 2006]. Для ледников на этих островах характерна куполообразная форма с плавно понижающейся поверхностью. Ледяные обрывы встречаются лишь у подножия. Места, где ледники выходят к морю, часто служат источником образования айсбергов. Наиболее активные места – восточное (бухта Кренкеля) и южное побережье ледника Академии Наук о. Комсомолец и побережье ледника Русанова в районе фьорда Матусевича на о. Октябрьской Революции. За счет образования айсбергов береговая линия в этих местах меняется в течение года более чем на 1 км, что не типично для прочих берегов архипелага.

Для о. Большевик характерна самая высокая на Северной Земле граница питания ледников – 600 м. Большинство ледяных комплексов не доходят до моря, а оканчиваются моренами либо в долинах, либо в пределах прибрежных равнин.

Большую часть о. Комсомолец занимает крупнейший по площади на архипелаге ледник Академии Наук площадью 5900 км^2, толщина покрова достигает 500 м, высота над уровнем моря – 749 м.

На леднике Карпинского находится наивысшая точка о. Октябрьской Революции и Северной Земли в целом – 963 м. На картах 1930–1950-х годов максимальная высота, как для этой точки, так и для других опорных точек, была указана на 300 м и более меньше. Можно предположить, что мощность ледников за полувековой период увеличилась.

Ледник Пионер в северо-восточной части одноименного острова имеет круглую форму и диаметр около 15 км, ледник Крошка в центральной части острова мощностью 350 м, в длину составляет 2 км, в ширину – 1,5 км.

Изучение пробуренной до коренных пород скважины на леднике Вавилова (Северная Земля) привело к выводу [Большиянов, 2005], что арктические ледники не могут производить активной механической работы в связи с их примерзанием к ложу. Также на арктических островах практически отсутствуют ледниковые аккумулятивные формы рельефа, кроме прилегающих к современным ледникам.

Из всей группы Новосибирских островов современное оледенение наблюдается только на **островах Де-Лонга** (76°38′24″ с.ш., 153°33′36″ в.д.) – в группе островов к северо-востоку от о. Новая Сибирь. Общая площадь оледенения островов Де-Лонга составляет 80,6 км^2, оно покровного типа и представлено ледниковыми куполами и выводными ледниками.

На о. Генриетты площадь оледенения – 8,2 км^2; ледниковый купол площадью 6,3 км^2, занимает юго-восточную половину острова. Его высота 310 м над ур. м. Южные и восточные склоны круты и нависают ледяными обрывами над береговыми скалами, высота которых около 200 м.

На острове есть еще несколько присклоновых ледников общей площадью 1,9 км^2. Остров Жаннетты – это скала, поднимающаяся на 350 м над ур. м. На ее вершине лежит маленький ледниковый купол с обрывистыми склонами площадью 0,4 км^2. Всего на островах Де-Лонга располагается шесть куполов, шесть выводных и три присклоновых ледника общей площадью 74,27 км^2.

Кроме того, значительную площадь островов занимают многолетние снежники, окаймляющие подножия береговых обрывов, уступов базальтовых плато и склоны троговых долин. Только на о. Беннетта площадь учтенных многолетних снежников составляет 5,14 км^2 [Мурзин, 2010].

На о. Беннетта три независимых ледниковых купола общей площадью 72,0 км^2. Самый большой из них в центре острова – купол Толля (54,2 км^2) – поднимается над прибрежной равниной на 384 м. С него спускаются три выводных ледника, два из них достигают уровня моря и продуцируют небольшие айсберги. По наблюдениям, на куполе Толля к началу таяния накапливается 50–55 см снега при средней плотности 0,33 г/см^3,

часть снега с него сдувается. Таяние, прерываемое заморозками и снегопадами, продолжается с начала июля до конца августа и охватывает поверхность купола полностью. По его склонам стекают многочисленные ручьи. Граница питания расположена примерно на высоте 200 м. Питание фирново-ледяное и ледяное [Каталог ледников СССР, 1981]. Площадь купола Де-Лонга – 13,9 км^2, он лежит в западной, наиболее высокой части острова и имеет обрывистые края, до моря не доходит. Небольшой купол (3,9 км^2) находится на северо-востоке острова, его высшая точка 210 м над ур. м., высота края 100 м [Оледенение..., 2006]. Мощность льда в куполах изменяется от 80 до 150 м. По данным Института мерзлотоведения СО РАН [Мурзин, 2010], с 1981 по 1987 г. в юго-западной части о. Беннетта площадь ледникового купола Де-Лонга уменьшилась с 11,60 до 5,27 км^2, и он распался на два самостоятельных купола.

* * *

Современное обледенение в Сибири по-прежнему занимает значительные площади. Главной научной ценностью гляциальных геосистем считается их чуткая и измеряемая реакция на изменения окружающих условий. На территории Сибири их значимость не ограничивается данным аспектом. Уникальные сибирские ледники, существующие в совершенно неподходящих для них условиях, обоснованных для “классических” ледниковых районов (Альпы, Кавказ, Гималаи и др.), как одни из самых наглядных быстроизменяющихся компонентов неживой природы, служат научными полигонами для изучения естественных механизмов саморегуляции геосистем под воздействием внешних раздражителей (в данном случае – изменений климата). Практически все ледники являются началом горных рек, сливающихся затем в крупнейшие в мире пресные водотоки – одно из главных богатств Сибири. Изучение режимов функционирования этих природных объектов приобретает в современном мире, где оценочная стоимость пресной воды уже превосходит стоимость всех остальных природных ресурсов, особое хозяйственно-практическое значение.

Глава 8

ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ

Накопление более или менее достоверных материалов о природе Сибири началось с приказа правительства сибирским воеводам собирать сведения о путях сообщения, пушных промыслах, полезных ископаемых, возможностях организации “пашенного” земледелия. Так появились “расспросные речи” и “сказки” землепроходцев [История Сибири, т. 2, 1968], в которых помимо сведений о народностях, путях сообщения и пр. были упоминания о сибирских землях. В первой половине XVIII в. только что созданная Академия наук организует по инициативе М.В. Ломоносова экспедиции в азиатскую часть России для поисков северных путей в бассейн Тихого океана, результатами которых стали подробные описания природы Полярного Севера; М.В. Ломоносов разработал гипотезу происхождения вечной мерзлоты, дал прогноз о природных богатствах Сибири. Первые сведения о почвах Сибири связаны с именами Палласа, Гегемейстера, Гмелина, Георги, Радде, Миддендорфа и др. Они не носили систематического характера, не отражали географических закономерностей их распространения, а сводились к отдельным попутным замечаниям о почвах и грунтах в общегеографических описаниях территории. Широкое изучение почв и растительности Сибири (А.Я. Гордягин, Г.И. Танфильев, М.П. Григорьев, Н.Н. Агапитов, Я.П. Прейн и др.) началось только после выхода в свет работы В.В. Докучаева “По вопросу о сибирском черноземе” [1883], сыгравшей особую роль в повышении интереса к сибирским почвам.

В 1906–1914 гг. Переселенческим управлением были проведены небывалые по масштабам исследования почв Азиатской России, результаты которых составили целую эпоху в развитии не только сибирского почвоведения, но и почвоведения вообще (К.Д. Глинка, Л.И. Прасолов, С.С. Неуструев, Б.Б. Полынов, М.М. Филатов, Д.А. Драницын, М.Ф. Короткий, Г.И. Поплавская, И.А. Фролов,

В.Н. Сукачев, Н.И. Прохоров, А.Н. Бессонов, А.М. Панков, А.Я. Райкин, К.К. Никифоров, Г.М. Тумин, В.П. Смирнов, И.А. Шульга и др.). Почвенными исследованиями экспедиций Переселенческого управления, экспедициями Академии наук и Географического общества, которые в основном носили рекогносцировочный характер, была охвачена практически вся территория Сибири. Большое число комплексных экспедиций с включением специальных почвенных отрядов было организовано Комиссией (позднее Советом) по изучению естественных производительных сил Академии наук (КЕПС и СОПС) при участии Почвенного института, в том числе и в Сибирь.

В 1923 г. К.Д. Глинкой была опубликована фундаментальная монография "Почвы России и прилегающих стран", которая стала итогом всех проведенных до того времени работ по изучению почв России. Важное место в этой публикации отведено сибирским почвам, но, к сожалению, в ней зоны азиатской части России были прямым продолжением соответствующих зон Европейской России, а специфика сибирских условий почвообразования, несмотря на большую проделанную работу, изучена слабо. По материалам исследований экспедиций Переселенческого управления опубликована также обобщающая монография Л.И. Прасолова "Южное Забайкалье" [1927].

Тогда же в Почвенном институте Академии наук СССР Л.И. Прасоловым, С.С. Неуструевым, Б.Б. Полыновым и Н.И. Прохоровым была составлена первая Почвенная карта азиатской части СССР (Сибири) [Почвенная карта..., 1927]. Понятно, что при ограниченных материалах, имевшихся в распоряжении составителей, карта была схематичной.

В 1930-х годах продолжилось формирование местных научно-исследовательских и опытно-производственных организаций и резко возросла роль сибирских почвоведов в изучении почв и подготовке кадров. Почвенные исследования в эти годы, ориентированные на изучение особенностей географии, генезиса и эволюции почв Сибири, способствовали окончательному укоренению в почвенной науке теории деления почвенных зон на области и провинции, разработанной Л.И. Прасоловым. В это же время были опубликованы книги И.В. Николаева "Почвы Восточно-Сибирского края" [1933] и К.П. Горшенина "География почв Сибири" [1939].

После окончания Великой Отечественной войны масштабы изучения почв Сибири возрастают, и к началу освоения целинных и залежных земель (1954 г.) уровень исследований почв Сибири, особенно Западной, не только достиг, но и превзошел довоенный. Как известно, уже в 1930-х годах Почвенный институт АН СССР приступил к созданию листов "Почвенной карты страны". Эти работы были прерваны Второй мировой войной, и первые листы карты были изданы в 1949 г., а в 1955 г. – единая Программа Государственной почвенной карты (ГПК) СССР, подготовленная академиками И.П. Герасимовым и Л.И. Прасоловым [Герасимов, 1955]. Активные экспедиционные исследования проводились на территории Севера, Сибири и Дальнего Востока. На основе их результатов в 50–60-х годах XX в. вышли в свет работы о почвах ряда регионов [Николаев, 1949; Петров, 1952; Градобоев, 1954; Зольников, 1954; Коляго, 1954; Бахарева,

1959; Макеев, 1959; Почвы Алтайского края, 1959; Градобоев и др., 1960; Надеждин, 1961; Носин, 1963; Еловская, 1964; Ногина, 1964; Базилевич, 1967; Мартынов, 1965; Еловская и др., 1966; Почвы Новосибирской области, 1966; Почвы Кулундинской степи, 1967; Караваева, 1969]. Из обобщающих почвенно-географических публикаций этого времени следует отметить фундаментальные монографии “Почвы южной части Сибири” [Горшенин, 1955] и “Почвенно-географическое районирование СССР” [1962], а в числе наиболее крупных картографических сводок – “Почвенную карту СССР” [1960] м-ба 1:10 000 000 под ред. И.П. Герасимова, Е.Н. Ивановой и “Почвенную карту южной части Сибири” [1952] в м-бе 1:2 500 000, составленную А.М. Ворониной, под редакцией К.П. Горшенина.

В 1970–1980-х годах в связи с перспективой широкого осуществления в Сибири ряда грандиозных по масштабам работ, таких как переброска стока северных рек в Среднюю Азию, разработка нефтегазовых месторождений Западной Сибири, строительство Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, создание Канско-Ачинского топливно-энергетического комплекса и др., усилия почвоведов были направлены на детальное изучение почв и почвенного покрова, рациональное преобразование и дальнейшее освоение земель регионов Сибири [Горбачев, 1967, 1976; Ильиных, 1970; Смирнов, 1970; Таргульян, 1971; Караваева, 1973; Почвы Горно-Алтайской автономной области, 1973; Ковалева и др., 1974; Лебедева, Семина, 1974; Наумов, Градусов, 1974; Уфимцева, 1974; Трофимов, 1975; Ковалев, Гаджиев, 1976; Кузьмин, 1976, 1988; Гаджиев, Овчинников, 1977; Непряхин, 1977; Волковинцер, 1978; Васильевская, 1980; Бугаков, Горбачева, Чупрова, 1981; Добровольский и др., 1981; Вторушин, 1982; Гаджиев, 1982; Корсунов, Ведрова, 1982; Копосов, 1983; Васильевская и др., 1986; Еловская, 1987; Краснощеков, Горбачев, 1987; Корсунов и др., 1988; Хмелев, 1989; Каретин, 1990; Цыбжитов, Убугунова, 1992; Танзыбаев, 1993].

К числу важнейших сводок и пособий по почвам и почвенному покрову нашей страны, в том числе и Сибири, следует отнести также “Национальный атлас почв Российской Федерации” [2011].

Согласно современной схеме почвенно-географического районирования [Добровольский, Урусевская, 2006], на самом севере Евразиатской полярной области полярного пояса выделяется зона арктических почв Арктики, в которую на территории Сибири входит Таймырская провинция фации арктических мерзлотных почв. Южнее располагается зона тундровых глеевых и тундровых иллювиально-гумусовых почв Субарктики, к ней относятся Северо-Сибирская и Чукотско-Анадырская провинции фации очень холодных мерзлотных почв, а также Урало-Новоземельская и Таймырская горные провинции горных тундровых и горных арктических почв.

В Европейско-Западно-Сибирской таежно-лесной области бореального пояса выделяются подзона глееподзолистых почв и подзолов северной тайги (Нижнеобская провинция фации холодных промерзающих почв), подзона подзолистых почв средней тайги (Нижнеиртышская провинция фации холодных длительно промерзающих почв) и зона дерново-подзолистых почв южной тайги (Среднеобская и Приангарская провинции фации холодных длительно промерзающих почв).

Восточно-Сибирская мерзлотно-таежная область того же пояса включает подзону глеемерзлотно-таежных почв северной тайги (Северо-Ленская и Индигирско-Колымская провинции фации очень холодных мерзлотных почв) и подзону мерзлотно-таежных и палевых мерзлотных почв средней тайги (Среднесибирская и Центрально-Якутская провинции фации холодных мерзлотных почв). К ней же относится и ряд горных провинций: Путоранская и Колымская (горных мерзлотно-таежных, подбуров и горных тундровых почв), Верхоянская (горных мерзлотно-таежных, подбуров, горно-таежных криоаридных палевых, горно-степных криоаридных и горных тундровых почв), Приенисейская (горных бурых лесных грубогумусовых, горных мерзлотно-таежных, подбуров и горных тундровых почв), Приалданская (горных мерзлотно-таежных, подбуров и горных тундровых почв), Северо-Прибайкальская, Восточно-Саянская и Забайкальская (горных дерново-таежных и дерново-подзолистых, горных мерзлотно-таежных, подзолов, подбуров и горных тундровых почв).

Центральную лесостепную и степную область суббореального пояса представляют три зоны: серых лесных почв, оподзоленных, выщелоченных и типичных черноземов лесостепи (Барабинская, Бийско-Енисейская и Красноярско-Иркутская провинции фации умеренных длительно промерзающих почв), обыкновенных и южных черноземов степи (Предалтайская провинция фации умеренных промерзающих почв, Минусинская и Забайкальская провинции фации умеренных длительно промерзающих почв), темно-каштановых и каштановых почв сухой степи (Тувинско-Южно-Забайкальская провинция фации умеренных длительно промерзающих почв), а также горная Алтае-Саянская провинция горных черноземов, горных серых лесных и горных луговых почв [Добровольский, Урусевская, 2006].

Территория Западной Сибири характеризуется специфическими особенностями и в первую очередь явно выраженной неоднородностью климатических и литолого-геоморфологических условий, а также геологической историей, что и определяет разнообразие почвенного покрова. Горные территории находятся в основном в Республике Алтай, Алтайском крае и Кемеровской области, где распространены тундровые, дерново-подзолистые, бурые лесные, серые лесные, горно-луговые, горно-лесные черноземовидные почвы, а также каменистые россыпи. На равнинных территориях господствуют комплексы различных тундровых почв, которые почти целиком сосредоточены в северных районах Тюменской области (Ханты-Мансийский и Ямало-Ненецкий АО). Значительную площадь занимают торфяно-болотные почвы, иллювиально-железистые и иллювиально-гумусовые подзолы, имеющие легкий гранулометрический состав. Далее идут дерново-подзолистые глеевые почвы, подзолы глеевые, дерново-подзолистые, серые лесные, черноземы, лугово-черноземные, солонцы, аллювиальные и пойменные заболоченные почвы, а также луговые почвы степей и лугово-болотные почвы.

Для полярно-тундровой зоны (северная часть Ямало-Ненецкого АО) характерны арктические почвы на севере, тундрово-глеевые и тундрово-болотные на юге. Почвы холодные, оттаивают на глубину не более 0,5–

1,0 м, переувлажненные. Тундрово-глеевые почвы имеют маломощный (5–7 см) поверхностный грубогумусный горизонт с низким содержанием гумуса (1,0–1,5 %), тундрово-болотные – оторфованный слой различной мощности (в южной части зоны до 0,5 м и более).

В почвенном покрове междуречий лесотундры и северной тайги (южная часть Ямало-Ненецкого и северная часть Ханты-Мансийского АО) преобладают торфяные болотные верховые, переходные и полуболотные почвы, а на приречных, лучше дренированных, территориях – глеево-подзолистые суглинистые и супесчаные почвы. Почвы зоны холодные и переувлажненные, кровля вечной мерзлоты на юге зоны проявляется на глубине не более 1,5–2,0 м, на севере – не более 1 м. Н.А. Караваева [1973] считает, что в пределах северотаежной подзоны все генетически подчиненные суглинистые почвы мерзлотные.

Глеево-подзолистые суглинистые почвы имеют очень маломощный (до 5 см) гумусовый горизонт с содержанием гумуса 1,5–2,5 % и кислую реакцию (pH 4,5–5,5). Их профиль находится в теплом состоянии 1,5–2 месяца. Глеево-подзолистые супесчаные (и песчаные) почвы отличаются более сильной оподзоленностью и меньшим содержанием гумуса (до 1 %). Они несколько лучше прогреваются. Болотные почвы представлены в основном верховыми торфяниками мощностью 1–5 м с низкой зольностью, малой разложенностью торфа и сильнокислой реакцией (pH 3,5–4,0). Полуболотные почвы отличаются меньшей мощностью оторфованных горизонтов и менее кислой реакцией (pH 4–5).

Среднетаежная зона Западной Сибири (центральная и южная части Ханты-Мансийского АО и северные районы Томской области) характеризуется большим разнообразием почвенного покрова. На плоских низких междуречьях обширные пространства заняты крупными массивами безлесных болот, сфагново-кустарничковыми слабооглеенными верховыми болотами и мохово-лесными (со сфагново-кустарничковыми сосняками) переходными болотами. Широко распространены здесь также грядово-мочажинные и грядово-озерковые комплексы торфяных верховых и переходных болот с малыми термокарстовыми озерами. На севере зоны встречаются крупнобугристые комплексы переходных и деградирующих торфяников. По левобережью р. Обь на самых высоких поверхностях (80–100 м), так называемых материках, под елово-пихтово-кедровыми лесами с мохово-кустарничковым покровом на легких слабокарбонатных суглинках сформировались неглубокоподзолистые глубинно-глееватые почвы, обычно в комбинации с торфяно-подзолисто-глеевыми, которые преобладают на менее дренированных участках в плоских мезопонижениях междуречий. На более низких поверхностях верхних террас крупных рек (50–60 м над ур. м.) развиты слабоподзолистые поверхностно-глееватые почвы в комбинации с торфяно-перегнойными глееземами (последние преобладают на пониженных поверхностях с затрудненным дренажем). На более заболоченных поверхностях и вокруг озер доминируют торфяные болотные почвы – глееземы торфяные. В северной части зоны обширные плоские междуречья характеризуются развитием слабооподзоленных почв – дифференцированных слабоглеевых глееземов в комбинации с торфяно-перегнойными глее-

земами по понижениям. Широко распространены на этой территории почвы легкого гранулометрического состава на водно-ледниковых и древнеаллювиальных песках: иллювиально-железисто-гумусовые и малогумусовые подзолы – на дренированных повышенных местоположениях (гривах), глеевые подзолы – в понижениях.

Большая часть территории южно-таежной зоны (части Тюменской, Омской, Томской и Новосибирской областей) покрыта лесами, преимущественно мохово-травяными, с преобладанием ценных пород деревьев (сосна, кедр, ель, лиственница, пихта). В обширных массивах торфяных болот доминируют моховые открытые или слабооблесенные, преимущественно сфагновые. На юге зоны много травянистых болот. Характер почвенного покрова определяется в основном строением поверхности, степенью дренированности территории и составом почвообразующих пород.

Дренированные приречные полосы заняты дерново-сильно(глубоко-)-подзолистыми почвами со вторым гумусовым горизонтом и признаками глубинной глееватости на умеренно карбонатных покровных суглинках. По понижениям рядом с ними развиваются дерново-подзолисто-глеевые со вторым гумусовым горизонтом, торфяно-подзолисто-глеевые, иногда (в западной части зоны) дерново-глеевые почвы. К.А. Уфимцева [1974] предложила называть дерново-подзолистые почвы Западной Сибири остаточно-осолоделыми.

На менее дренированных местах в левобережье р. Иртыш и на Обь-Иртышском водоразделе преобладают дерново-подзолисто-глеевые почвы в сочетании с дерново-подзолистыми на более дренированных повышенных пространствах. И те, и другие имеют второй гумусовый горизонт, который отчетливее выражен в дерново-подзолисто-глеевых почвах. Для южно-таежной части востока Обь-Иртышского водораздела в условиях пониженного дренажа в приречных и приболотных местоположениях характерно относительно широкое распространение развитых на карбонатных породах дерново-глеевых почв, часто оподзоленных.

Плоские водоразделы рек первого и второго порядков заняты обширными массивами болот с торфяными болотными верховыми, переходными почвами и их грядово-мочажинными комплексами. В самой южной части подзоны встречаются массивы низинных болот, окаймленных полосой полуболотных почв – торфяно- и торфянисто-перегнойных глееземов.

Поверхность междуречья относительно хорошо дренирована и отличается пологоувалистым рельефом. Здесь под темнохвойными и сосново-березовыми травяно-моховыми лесами распространены дерново-глубокоподзолистые со вторым гумусовым горизонтом глубинно-глееватые почвы в сочетании с дерново-подзолисто-глеевыми и торфяно-болотно-подзолистыми (по мезопонижениям). В дерново-подзолистых почвах узких расчлененных склонов второй гумусовый горизонт отсутствует.

На плоских междуречьях крупных рек преобладают торфяно-болотно-подзолистые, небольшими массивами встречаются торфяные болотные верховые и переходные почвы.

На древнеаллювиальных песчаных террасах вдоль рек Тобол и Ишим под сухими сосновыми борами доминируют слабо дифференцированные

дерново-подзолистые иллювиально-железистые подзолы, а под заболоченными лесами в северной части – подзолы глеевые.

В целом для почв южно-таежной зоны характерны значительная охлажденность, повышенная влажность (часто глееватость) и четкая дифференциация профиля на генетические горизонты.

В почвенном покрове лесостепи Западной Сибири заметны значительные различия между его Западной и Предалтайской частями.

Почвенный покров лесостепных территорий Тюменской, Омской и Новосибирской областей очень сложный и неоднородный, что определяется литолого-гидрологическими условиями. В распределении почв наблюдается четкая закономерность, определяемая главным образом степенью дренированности территории.

На наиболее дренированных приподнятых приречных частях равнины и повышениях мезорельефа (гривах) почвенный покров довольно однообразный. На севере лесостепной зоны – это серые лесные, часто осолоделые и глееватые почвы в сочетании с солодями и лугово-черноземными осолоделыми почвами по западинам, на юге – выщелоченные языковатые среднемощные суглинистые черноземы часто в сочетании с лугово-черноземными почвами по понижениям.

На обширных плоских слабодренированных междуречьях почвенный покров более сложный. В северной, наиболее заболоченной, части территории большие площади заняты низинными и переходными мохово-травяными (осоково-гипновыми, осоково-сфагновыми) болотами, часто с угнетенным древостоем из березы и осоковым кочкарником. Вокруг болот распространены лугово-болотные и луговые почвы, часто солонцеватые под пышным луговым и лугово-лесным разнотравьем. Заметно участие солонцов и солодей по западинам. Грунтовые воды гидрокарбонатного состава на этой территории находятся на глубине 0,6–5,0 м.

В южной части плоские недренированные междуречья заняты преимущественно лугово-черноземными солонцеватыми почвами. Широко распространены также луговые и луговатые солонцы, разбросанные пятнами среди лугово-черноземных почв, а иногда сплошь занимающие приозерные понижения и днища высохших озер. Обширные малоуклонные равнины испещрены западинными колками с солодями, обычно слабозаболоченными. На выходах третичных глин (на водоразделах и по склонам) встречаются пятна степных солонцов. По днищам высохших озер часто формируются типичные луговые солончаки.

Пониженные места междуречных пространств заняты низинными травяными (осоково-тростниковыми, вейниковыми) лугово-болотными и торфяно-болотными почвами.

Общими особенностями почв этого региона являются повышенное содержание гумуса, широкое проявление оглеения, солонцеватости, осолодения.

В Предалтайской части лесостепной зоны на подгорных увалистых равнинах Салаира, Алтая, Кузнецкой котловины преобладают черноземы выщелоченные и оподзоленные тучные и среднегумусные, преимущественно

тяжелосуглинистого гранулометрического состава в сочетании с лугово-черноземными почвами по понижениям. В предгорьях, а также на увалистой равнине северо-запада и севера Алтая значительно распространены типичные тучные мощные черноземы.

Серые лесные почвы, преимущественно темно-серые и серые, приурочены в основном к возвышенным подгорным равнинам (200–350 м над ур. м.) Салаира, Кузнецкого Алатау и повышенной части Бийско-Чумышского междуречья, где они тяготеют к северным склонам и часто находятся в сочетании с оподзоленными и выщелоченными черноземами.

Обширные грядово-ложбинные террасы правобережья Оби (150–200 м над ур. м.) под сосновыми борами заняты преимущественно слаборазвитыми маломощными песчаными почвами – боровыми песками – и дерново-подзолистыми иллювиально-железистыми почвами в сочетании с лугово-болотными и торфяными болотными низинными в понижениях.

Почвенный покров степной зоны в различных частях Западной Сибири существенно различается в соответствии с геоморфолого-гидрологическими условиями.

В северной части вследствие близости грунтовых вод в почвах широко проявляются черты луговости и засоленности. На относительно дренированных слабоприподнятых равнинах и низких увалах междугорий распространены лугово-черноземные солонцеватые глинистые и тяжелосуглинистые почвы, образующие пятнисто-депрессионные сочетания с солонцами и солодями по западинам. Обширные плоские понижения рельефа и полузамкнутые ложбины характеризуются комплексами луговых и луговатых солонцов с пятнами черноземно-луговых почв и солодей. На участках с более расчлененным рельефом гривы заняты черноземами обыкновенными или лугово-черноземными почвами более легкого гранулометрического состава, а межгривные понижения, сложенные более тяжелыми грунтами, – солонцовыми комплексами. На дренированных приречных полосах по рекам Иртыш и Обь формируются черноземы обыкновенные средне- и маломощные среднегумусные легкосуглинистые.

В средней части региона водораздельные пространства заняты более однородным почвенным покровом – черноземами обыкновенными “языковатыми” среднегумусными в сочетании с лугово-черноземными солонцеватыми почвами по плоским понижениям и пятнами солодей по западинам.

В южной части степной зоны Западной Сибири черноземы обыкновенные сменяются южными средне- и малогумусными “языковатыми”, которые создают фон на водораздельных равнинах и образуют различные комбинации с лугово-черноземными солонцеватыми почвами, солонцами и солодями. Местами большое распространение в комплексах приобретают черноземы южные карбонатные и солонцеватые на плотных третичных глинах.

Предалтайская часть степной зоны имеет равнинный слабоволнистый рельеф, расчленена овражно-балочной сетью. По древним ложбинам стока распространены озерные котловины. Поверхностные отложения преимущественно суглинистые и тяжелосуглинистые, карбонатные, лессовидные.

Естественный растительный покров сохранился в основном по западинам (березово-осиновые колки), приозерным террасам (солончаковые луга) и склонам балок.

В целом почвенный покров относительно однообразен. Водораздельные равнины и склоны в восточной части Приобского плато заняты черноземами обыкновенными среднемощными среднегумусными легкосуглинистыми, а в западной – черноземами южными среднемощными малогумусными тяжелосуглинистыми. В микропонижениях сформировались лугово-черноземные и серые осолоделые поверхностно-глееватые почвы. В нижних частях склонов среди черноземов обыкновенных встречаются черноземы выщелоченные, по северным склонам балок – серые лесные почвы.

В северо-западной части на древнеаллювиальных слабодренированных террасах древних ложбин стока при близком залегании часто минерализованных грунтовых вод распространены лугово-черноземные солонцеватые почвы в сочетании с луговыми солонцеватыми почвами и гидроморфными солонцами. На более дренированных и возвышенных местах формируются черноземы обыкновенные и южные, на низменных равнинах и широких плоских понижениях – значительные массивы гидроморфных солонцов и лугово-черноземных солонцеватых почв. Днища ложбин и приозерные террасы занимают лугово-болотные солончаковые почвы. На песчаных отложениях ложбин древнего стока под сосновыми борами преобладают боровые пески, а в понижениях – лугово-болотные солончаковые и лугово-солонцовые комплексы.

Почвенный покров подгорных равнин Северо-Западного Алтая представлен в основном обыкновенными среднегумусными среднемощными суглинистыми черноземами, которые замещаются по западной периферии тяжелосуглинистыми в сочетании с лугово-черноземными почвами понижений.

Распространение сухих степей в Западной Сибири ограничено западной частью Алтайского края. В почвенном покрове преобладают относительно однородные массивы темно-каштановых и каштановых почв легкого гранулометрического состава, прерываемые песками под “ленточными” сосновыми борами. Вокруг соленых озер обычно наблюдается неширокая кайма луговых солонцов и солончаков. Среди каштановых почв часто распространены лугово-каштановые почвы, отличающиеся от первых более высокой гумусированностью, повышенной емкостью обмена и появлением с глубины 50–60 см небольшого количества легкорастворимых солей.

Почвенный покров гор юга Западной Сибири (Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау) чрезвычайно разнообразен. В альпийском поясе, начиная с высот 2000–2300 м, преобладают тундровые и горные органогенно-щебнистые примитивные подбуры. В более защищенных и менее холодных местах ниже по рельефу они сменяются сначала горно-луговыми дерновыми почвами альпийских и субальпийских лугов, а затем различными горно-лесными почвами (иллювиально-железисто-гумусовыми подзолами, кислыми и оподзоленными буроземами, дерново-подзолистыми и горными серыми лесными и др.). В северных районах (Салаирский кряж, Кузнец-

кий Алатау) широко распространены дерново-сверхглубокоподзолистые почвы, часто поверхностно-глееватые под черневой тайгой.

В более теплых и умеренно влажных районах гор и в нижней подзоне лесного пояса часто встречаются массивы черноземовидных горно-лесных почв под лиственничными редколесьями. В этих районах ниже границы лесного пояса (700–800 м), в предгорьях и низкогорьях Северо-Западного Алтая располагается подзона мезофильных горных луговых степей. Здесь по вершинам увалов, пологим склонам и широким седловинам распространены лучшие почвы этой горной провинции – типичные и выщелоченные черноземы тяжелосуглинистого или глинистого гранулометрического состава с очень прочной крупнозернистой структурой и мощным гумусовым горизонтом. На более крутых склонах, где отсутствует плащ рыхлых отложений, формируются горные черноземы небольшой мощности, обычно щебнистые.

В связи с дефицитом увлажнения в горах характер почвенного покрова во многом зависит от экспозиции склонов. В высокогорьях по южным склонам горно-тундровые почвы могут соседствовать с горно-каштановыми почвами сухих степей, так как располагающиеся между ними по высотному диапазону пояса горно-лесных черноземовидных почв лиственничных редколесий или горно-луговых субальпийских почв неширокие и несплошные. По северным склонам в этих районах ниже горно-тундрового пояса распространены иллювиально-железисто-гумусовые подзолы, сменяемые вниз по рельефу горными дерново-буроземными и черноземовидными почвами лиственничных лесов и лиственнично-березовых редколесий. В более аридных районах по долинам и котловинам встречаются южные черноземы и каштановые почвы, местами – солонцы и солончаки. Как правило, почвы менее влажных районов отличаются меньшей мощностью и большей щебнистостью.

На севере Средней Сибири в арктической зоне, включающей острова Северного Ледовитого океана, расположенные севернее 75° с.ш., и северную оконечность Таймыра, арктические почвы распространены на свободных ото льда участках суши. Они развиваются отдельными пятнами под диффузными куртинами растительности. Их профиль прерывист и очень слабо дифференцирован по валовому составу из-за малой интенсивности передвижения веществ. Оглеение не выражено, так как почвообразование идет в аэробных условиях вследствие небольшого количества осадков, щебнистости пород и дренирующей роли морозных трещин [Добровольский, Урусевская, 2006].

В субарктической (тундровой) зоне, расположенной к югу от арктической и широкой полосой опоясывающей побережье Северного Ледовитого океана, зональным типом почв на суглинистых и глинистых породах являются тундровые глеевые почвы (тундровые глееземы). Они подразделяются на арктотундровые (в арктической тундре), тундровые глеевые (в типичной) и тундровые глеевые оподзоленные (в южной). На легких породах формируются подбуры тундровые и подзолы альфегумусовые. Пониженные, плохо дренированные элементы рельефа в тундровой зоне заняты тундровыми торфянисто-глеевыми (болотно-тундровыми) и тундровыми

болотными почвами. Площади болотных почв увеличиваются в направлении с севера на юг в связи с увеличением влажности климата и расширением массивов более выветрелых наносов пылевато-суглинистого состава. На засоленных грунтах и на приморских побережьях почвы засолены [Добровольский, Урусевская, 2006].

В Норильской котловине среди лесотундровых почв преобладают подбуры иллювиально-железистые, иллювиально-гумусовые и охристые, грануземы типичные и глееватые, криоземы типичные, торфяно-криоземы и литоземы [Ершов, 2004].

В почвенном покрове северотаежной подзоны преобладают глееподзолистые почвы на суглинистых породах и подзолы альфегумусовые на песчаных в сочетании с болотно-подзолистыми и торфяно-болотными почвами. На породах легкого гранулометрического состава, богатых основаниями и железосодержащими минералами, формируются почвы с бурым, морфологически неоподзоленным профилем – подбуры. Характерной особенностью почвенного профиля является широкое распространение болотных и сильно заболоченных почв над “зональными” (глееподзолистыми и подзолами). На плоских слабодренированных поверхностях равнин и в неглубоких понижениях, для которых свойственно временное переувлажнение поверхностными или мягкими грунтовыми водами, развиты болотно-подзолистые почвы.

Все мерзлотно-таежные почвы северо-запада Среднесибирского плоскогорья Ю.И. Ершов [2004] делит на две морфогенетические группы: глубокомерзлотные мезоморфные (криомезоморфные), имеющие мощность почвенного профиля меньше сезонноталого слоя, и собственно мерзлотные гидроморфные (криогидроморфные) с мощностью почвенного профиля, равной сезонноталому слою.

В Эвенкии под редкостойной лиственничной тайгой на суглинистых породах при близком залегании мерзлоты развиваются мерзлотно-таежные гидроморфные неоглеенные почвы (криоземы) [Соколов, 1980]. На выровненных участках и в подчиненных позициях рельефа, способствующих появлению надмерзлотной верховодки, в криоземах наблюдаются признаки надмерзлотного оглеения. Для водоразделов с нерасчлененным рельефом характерно господство таежных глееватых и глеевых почв. К мелкоземисто-щебнистым основным породам элювия и элюво-делювия в условиях свободного дренажа приурочены охристые подбуры. На более бедных, кислых мелкоземисто-каменистых породах и песках в условиях хорошего дренажа формируются альфегумусовые подзолы. К выходам известняков приурочены дерново-карбонатные почвы. В долинах, лощинах и на пологих склонах развиваются мерзлотные болотные почвы, но в целом в связи с хорошей дренированностью и глубоким расчленением рельефа Среднесибирского плоскогорья заболоченность здесь невелика [Добровольский, Урусевская, 2006].

В почвенном покрове северных горных провинций Восточно-Сибирской мерзлотно-таежной области преобладают тундровые и таежные подбуры, сочетающиеся на суглинистых отложениях с мерзлотно-таежными глеевыми (глеемерзлотно-таежными) и неоглеенными (криоземами) почва-

ми. К югу тундровый пояс сужается, а в составе почвенного покрова таежного пояса вместе с подбурами преобладают подзолы, дерново-карбонатные, дерново-подзолистые и дерново-таежные почвы. Мерзлотно-таежные почвы формируются здесь в понижениях рельефа. В низких горах водораздела Нижней Тунгуски и Подкаменной Тунгуски и на Енисейском кряже горно-тундровый пояс представлен единичными пятнами, ниже располагается неширокая лесотундровая полоса ерников. В горно-таежном поясе междуречья Нижней Тунгуски и Подкаменной Тунгуски господствуют подбуры охристые в сочетании с мерзлотно-таежными почвами. На Енисейском кряже распространены грубогумусовые буроземы и альфегумусовые подзолы. Террасы рек (ниже 300 м) заняты на юге дерново-подзолистыми почвами. К карбонатным породам приурочены дерново-карбонатные почвы [Добровольский, Урусевская, 2006].

В почвенном покрове восточной части среднетаежной подзоны (Приенисейская часть Красноярского края) на суглинистых породах преобладают палево-глубокоподзолистые почвы, в которых оглеение, связанное с застаиванием верховодки и часто сочетающееся с поверхностной глееватостью, наблюдается в горизонте Bt и глубже. Глубокая оподзоленность почв объясняется моноцикличностью почвообразования на этой территории с раннего голоцена до настоящего времени в условиях биоклиматической обстановки таежной зоны [Корсунов и др., 1988]. Глубокоподзолистые глубокоглееватые и глеевые почвы встречаются в сочетаниях с торфяно- и торфянисто-подзолисто-глеевыми.

Южно-таежная равнина, занимающая юго-запад Среднесибирского плоскогорья, расчлененного Ангарой и ее притоками (центральная часть Красноярского края и запад Иркутской области), сложена осадочными породами различного возраста, местами прорванными интрузиями траппов. Почвообразующими породами служат продукты разрушения траппов и осадочных, часто карбонатных пород. Почвенный покров весьма разнообразен, так как в его дифференциации ярко проявляется не только роль биоклиматических условий, но и влияние особенностей геологического строения [Добровольский, Урусевская, 2006].

В южной тайге правобережья Енисея наиболее широко распространены почвы подзолистого типа, в подтаежной полосе – серые лесные и дерновые лесные [Горбачев, Попова, 1992]. На водоразделах наиболее широко представлены дерново-подзолистые умеренно холодные длительно промерзающие почвы, среди которых преобладают дерново-слабоподзолистые, часто оглеенные, несмотря на расчлененный рельеф и малое количество осадков. На бескарбонатных породах, богатых основаниями, формируются дерновые лесные (дерново-таежные) почвы [Макеев, 1957], а на карбонатных – дерново-карбонатные почвы, отличающиеся слабо дифференцированным профилем и хорошо развитым гумусово-аккумулятивным горизонтом. Очень часто дерново-карбонатные почвы, сформированные на продуктах выветривания красноцветных пород (песчаников, мергелей и др.), имеют красновато-коричневую окраску, в связи с чем их называют “коричневыми” или “красно-бурыми” [Добровольский, Урусевская, 2006].

Восточнее Енисея серые лесные почвы и лесостепные черноземы встречаются отдельными островами на склонах низкогорий Средней Сибири и в межгорных котловинах, где лугово-степные пространства чередуются с лесными. В межгорных котловинах по мере повышения местности и приближения к горам увеличивается увлажнение, понижается температура и возрастает степень облесенности. Состав лесов в основном березовый и сосново-березовый с редкой лиственницей. Центральные части котловин вследствие их большей континентальности заняты настоящими (умеренно засушливыми) степями, которые ныне почти все распаханы. Закономерности распределения почв обусловлены как изменением биоклиматических условий с запада на восток, так и увеличением абсолютной высоты местности.

Почвенный покров в основном представлен выщелоченными глубоко промерзающими черноземами по межувальным понижениям в центре лесостепных островов и темно-серыми и серыми лесными почвами, в том числе со вторым гумусовым горизонтом, на их периферии. В более высоких частях по увалам на элюво-делювии коренных пород под сосново-лиственнично-березовыми лесами формируются дерново-подзолистые почвы. В центральных частях котловин под степями распространены обыкновенные черноземы. Серые лесные длительно промерзающие почвы провинции отличаются от европейских серых лесных почв повышенной аккумуляцией органического вещества в верхней части гумусового горизонта и большей устойчивостью гумуса [Лебедева, Семина, 1974]. Черноземы умеренные длительно и глубоко промерзающие характеризуются малой мощностью гумусовых горизонтов, резким уменьшением содержания органического вещества под гумусовым горизонтом и “языковатостью” нижней границы последнего. В нижней части профиля часто наблюдаются признаки оглеения и мелкослоистая криогенная структура.

По-видимому, наиболее детально на юге Средней Сибири изучены почвы котловин Минусинского межгорного прогиба [Градобоев, 1954; Коляго, 1954, 1967, 1971; Градобоев, Коляго, 1958; Ерохина, 1961; Смирнов, 1970; Бугаков, 1971; Бугаков и др., 1981; Семенов, Мартынов, 1983; Танзыбаев, 1993; Ершов, 2000; и др.].

В горном обрамлении котловин развиты преимущественно дерновые лесные, дерново-подзолистые, дерново-подзолистые глееватые, светло-серые и серые лесные почвы. В днище Назаровской котловины почвенный покров представлен черноземами выщелоченными и обыкновенными, темно-серыми и серыми лесными почвами, по долинам рек распространены аллювиальные луговые и лугово-болотные почвы. В почвенном покрове лесных участков Чулымо-Енисейской котловины преобладают темно-серые лесные почвы, степных – черноземы южные, обыкновенные и выщелоченные, по понижениям встречаются солонцы и солончаки.

Почвенный покров Минусинских впадин, согласно М.Г. Танзыбаеву [1993], представляет собой кольцевую макроструктуру, состоящую из четырех почвенно-биоклиматических зон: подтаежной серо-лесной, черноземно-лесостепной, черноземно-степной и каштаново-сухостепной. Доминируют здесь черноземы, сочетающиеся с каштановыми почвами, солонцами,

солончаками, луговыми и аллювиальными малоразвитыми почвами. В Кузнецком Алатау преобладают горные серые лесные, а в Западном Саяне – горные дерново-подзолистые и бурые лесные почвы. В строении почвенного покрова котловины можно отметить закономерности, соответствующие ландшафтно-климатическим условиям. С севера на юг прослеживается широтная смена почв: в северной части котловины наиболее распространены черноземы обыкновенные, в средней – черноземы южные, а в южной увеличивается доля каштановых почв. Кроме того, на широтную смену почв накладывается концентрическая зональность: в центральной, наиболее низкой части котловины, сформировались каштановые почвы, которые при переходе к периферии сменяются черноземами южными, обыкновенными, выщелоченными и оподзоленными. Далее черноземные почвы переходят в серые лесные почвы предгорий.

В почвенном покрове Тывы выделяются три высотных пояса: высокогорных тундр и лугов, горно-лесной и котловинный степной. В гольцах преобладают горные органогенно-щебнистые примитивные, горно-тундровые (дерново-перегнойные и торфянисто-перегнойные) почвы, подбуры тундровые, горные луговые и дерново-луговые почвы. Для горно-лесного пояса характерны подбуры (типичные и перегнойные оподзоленные), подзолы (типичные, иллювиально-гумусовые, глеевые, сухоторфянистые), буроземы таежные (кислые, торфянисто-перегнойные и оподзоленные), глееземы торфянистые, дерновые лесные, дерново-подзолистые, светло-серые оподзоленные и серые лесные почвы. В котловинном поясе сформировались горно-степные черноземовидные и грубогумусные мерзлотные, темно-серые лесные почвы, черноземы (оподзоленные, выщелоченные, обыкновенные, южные), темно-каштановые, каштановые, светло-каштановые и бурые полупустынные почвы, часто в комплексах с солонцами и солончаками.

Вся территория Республики Саха (Якутия) входит в зону сплошного распространения многолетнемерзлых пород, мощность которых в основном составляет 350–450 м, достигая максимальной глубины в бассейне р. Оленек до 1500 м. На Центрально-Якутской равнине термокарстовая деградация ледового комплекса в прошлом привела к образованию аласных форм рельефа. В условиях криолитозоны почвообразование идет в слое сезонного протаивания. Мощность деятельного слоя в Якутии колеблется от 0,1 до 3 м и более и зависит от температуры воздуха и горных пород, ее амплитуды, состава и влажности грунтов, характера растительного покрова, рельефа, экспозиции и других факторов. Огромная территория, большое разнообразие геолого-геоморфологического строения и рельефа, наличие трех широтных природно-климатических зон на равнинной части и нескольких вертикальных поясов в горах, обилие водных объектов в условиях повсеместного распространения многолетнемерзлых пород обусловили большое разнообразие ландшафтов и как зеркало этого – почвенного покрова.

Подзона арктических почв охватывает острова Северного Ледовитого океана, расположенные севернее 74° с.ш., территориально соответствует зоне арктических пустынь. Климат подзоны очень суровый, холодный и сухой. На свободных ото льда участках суши под скудной растительнос-

тью развиты арктические почвы, которые за лето оттаивают на глубину 0,3–0,4 м, на песках – до 0,7–1,0 м. Укороченный, слабо дифференцированный профиль почвы имеет бурую окраску, содержание гумуса 3–5 %. Реакция почв слабокислая, поглощающий комплекс невелик (12–15 мг-экв. на 100 г почвы), но почти полностью насыщен основаниями. Почвенный профиль получает более полное развитие под куртинами растительности по морозобойным трещинам и сильно редуцирован на полигонах, лишенных высшей растительности и покрытых преимущественно синезелеными водорослями. Здесь формируются примитивные почвы-пленки. Гидроморфные почвы арктической подзоны представлены глеевыми и неглеевыми болотно-арктическими почвами.

Вдоль морского побережья, повторяя его очертания, тянется полоса тундр, которая представляет подзону субарктических почв. Ширина полосы материковых тундр 120–130 км (местами достигает 250 км). Поверхность подзоны представляет собой пониженную равнину с плоским и или холмисто-увалистым рельефом, сложенную разнообразными морскими, ледниковыми и аллювиальными отложениями. Равнинно-низинный рельеф затрудняет сток, в результате тундровые пространства изъедены множеством озер, соединенных протоками – висками. Тундровая зона отличается суровым, но относительно менее холодным и менее сухим климатом по сравнению с арктической. Отличительной чертой тундры являются высокая относительная влажность воздуха, частые туманы и моросящие дожди, которые в сочетании с неглубоко залегающей мерзлотой способствуют переувлажнению тундровых почв.

Структура почвенного покрова тундр формируется с участием широкого спектра почвенных разностей на уровне типов, подтипов и разновидностей [Караваева, 1969]. Промерзание почв в условиях избыточного увлажнения сопровождается пучением, криотурбациями, морозобойным растрескиванием и образованием трещиновато-полигонального микрорельефа. Почвенный покров низких равнин комплексный, с чередованием почв, развивающихся по валикам и полигонам рельефа. Почвы полигонов классифицируются как мерзлотные торфяно-болотные, валиков – как тундровые торфянисто- или перегнойно-торфянисто-глеевые. Полигоны большей частью заняты мелководными озерками, зарастающими мхами и осоками. На всех породах водоразделов субарктической подзоны преобладают трещиновато-полигональные комплексы тундровых глеевых перегнойных, тундровых гумусных, тундровых иллювиально-малогумусовых почв и почв пятен. На склонах увалов распространены бугорковато-кочкарные тундры с болотно-тундровыми почвами и тундровыми подбурами на легких породах. Вдоль низких морских берегов, заливаемых приливами, распространены приморские луга – тампы (марши), перемежающиеся с заболоченными низинами. Здесь сформированы засоленные маршевые почвы.

В северотаежной подзоне физическое выветривание преобладает над химическим, идет образование грубообломочного материала, вынос щелочных и щелочно-земельных элементов, органических кислот [Иванова, 1965]. В деятельном слое постепенно накапливаются слабоподвижные формы железа, алюминия и титана [Таргульян, 1971]. В почвенном покрове

низменностей преобладают глеемерзлотно-таежные и мерзлотно-болотные почвы. Глеемерзлотно-таежные почвы слабо дифференцированны на генетические горизонты, светло окрашены, содержат мало гумуса, кислые и низко плодородны. В связи с близким залеганием мерзлотного водоупора почвы часто переувлажнены и тиксотропны, повсеместно развиваются их поверхностное заболачивание и оглеенность минеральных горизонтов. В понижениях рельефа формируются мерзлотные болотные почвы. Они имеют торфянистый или торфяной горизонт средней мощностью 20–30 см, ниже залегает глеевый горизонт, который на глубине 40–60 см подстилается мерзлым водоупором [Еловская, 1987]. В условиях более расчлененного рельефа на щебнистых элювиях и делювиях развиваются таежные подбуры, а на карбонатных породах – остаточно-карбонатные мерзлотно-таежные почвы.

Среднетаежная подзона, занимающая равнинную часть территории Якутии, расположенную западнее Верхоянских гор, отличается от предыдущей большей континентальностью климата. На равнинах господствует светлохвойная тайга из лиственницы. На фоне тайги распространены участки болот, лугов, лесостепи и степи по аласам и долинам малых рек, площадь которых местами доходит до 30 % от общей площади местности.

Наибольшую площадь в подзоне занимают мерзлотные палевые почвы [Зольников, 1954]. Они развиты на положительных элементах рельефа под пологом лиственничников с криогенным полигонально-трещиноватым нанорельефом. Генетические горизонты дифференцированы нечетко. Реакция почв нейтральная или слабощелочная, содержание гумуса в верхнем горизонте 3–5 %. Поглощающий комплекс емкостью до 35 мг-экв. на 100 г почвы полностью насыщен основаниями. В составе поглощенных оснований до 3–10 % занимает натрий-ион, который придает почвам солонцеватые свойства. Для плоских нерасчлененных поверхностей под лиственничниками низкого бонитета характерны мерзлотные палевые осолоделые почвы. В отличие от предыдущих почв профиль осолоделых почв более четко дифференцирован по элювиально-иллювиальному типу и имеет осветленный осолоделый горизонт мощностью до 20 см. На элювии коренных пород плато подзоны под мохово-кустарничковыми листвягами развиваются мерзлотно-таежные кислые почвы. Они имеют слабо дифференцированный буроватый профиль, оттаивающий летом на глубину 100 см и более с признаками надмерзлотного оглеения. В местах, где глубже оттаивают почвы, а породы обладают лучшей водопроницаемостью, сформированы глубокомерзлотные таежные оподзоленные и подзолистые почвы. В их строении выделяется светлый, белесый (под цвет золы) подзолистый горизонт вымывания мощностью 5–20 см, который ниже сменяется коричнево-бурым уплотненным иллювиальным горизонтом вмывания. Подзолистые почвы имеют кислую реакцию среды, верхняя часть их профиля обеднена многими элементами, включая двух- и трехвалентные металлы, и обогащена вследствие этого кремнеземом. Это бедные малогумусные почвы с преобладанием в составе гумуса подвижных фульвокислот. На мелкоземистом элюво-делювии известняков и доломитов Западной Якутии при промывном водном режиме сформированы дерново-карбонатные или пере-

гнойно-карбонатные почвы. Обогащенность кальцием определяет формирование некислого гумуса, окрашенного в бурый и черный цвета. Для данных почв характерен мощный (до 20–30 см) гумусовый или перегнойный горизонт, ниже которого идет бескарбонатный иллювиальный горизонт с обломками известняков. Почвы тяжелосуглинистые или глинистые, содержат много гумуса, азота и калия, имеют нейтральную реакцию среды и содержат много обменных катионов. Это высокоплодородные почвы, но их освоение часто лимитируется тяжелым механическим составом.

Равнины зоны средней тайги характеризуются наличием разветвленной сети больших и малых рек. В долинах рек, по олуговелым надпойменным террасам развиты лугово-черноземные, черноземно-луговые почвы. В понижениях рельефа здесь повсеместно встречаются гидроморфные почвы. Центральная Якутия является областью континентального соленакопления, преобладающий тип засоления почв содовый и сульфатно-содовый. Засоленных почв много под сухими и настоящими лугами, среди них встречаются пятна солончаков. Своеобразно почвообразование в термокарстовых котловинах, где формируются специфичные аласные почвы [Десяткин, 2008]. Циклический метаморфизм развития почв аласов обусловливает развитие реликтового строения почвенного профиля с двумя-тремя погребенными горизонтами озерно-болотного происхождения и приводит к формированию особых сложнопрофильных почв, не имеющих аналогов вне криолитозоны.

Большая часть территории Республики Саха (Якутия) представлена горами, структура вертикальной зональности которых различна в зависимости от широтного положения и степени континентальности и увлажненности климата.

В пределах Колымской и Верхоянской провинций выделяются два главных вертикальных пояса – горно-тундровый и горно-таежный [Десяткин и др., 2009]. На горных склонах до высот 600–800 м на севере и до 1200–1300 м на юге растительность образована северотаежными бруснично-мохово-лишайниковыми или лишайниковыми редкостойными лиственничниками с кустарниками из березы тощей и круглолистной. Выше идет широкая полоса зарослей кедрового стланика, которую сменяют лишайниковые горные тундры и высокогорные каменистые пустыни. Под редкостойными лиственничниками получили развитие криоаридные палевые почвы, на верхних частях увалов и склонов – таежные подбуры, в горно-тундровом поясе распространены горно-гольцовые, горно-тундровые и тундровые подбуры.

В Алданской провинции (северный склон Станового хребта, западный склон хр. Джугджур, Алданское и Юдомо-Майское нагорья) четко проявляется вертикальная поясность почвенно-растительного покрова: до высоты 1000–1100 м идут леса, они сменяются зарослями кедрового стланика, которые выше 1100–1200 м переходят в горные тундры. Под лесами сформированы горные мерзлотно-таежные почвы с признаками оподзоливания и таежные подбуры. На понижениях рельефа формируются горные мерзлотно-таежные полуболотные и мерзлотные болотные почвы с неглубоким (20–30 см) залеганием многолетней мерзлоты. На выходах карбонатных

пород развиты остаточно-карбонатные таежные почвы. Тундрово-гольцовый пояс представлен лишайниковыми тундрами на горно-тундровых почвах и обширными пространствами каменистых россыпей.

Почвенный покров Лено-Ангарского плато и Предбайкальской впадины в целом изучен недостаточно в связи с невысокой перспективностью сельскохозяйственного использования почв этой территории [Агрохимическая характеристика..., 1969; Природопользование..., 1990]. Начало систематического изучения почв и почвенного покрова бассейна оз. Байкал и прилегающих территорий связано с работами экспедиций Переселенческого управления Департамента земледелия в связи с подготовкой так называемой Столыпинской реформы в 1900–1914 гг. Эти исследования выполнялись на базе классических представлений о почвообразовании и почвах, разработанных в европейской части России [Цыбжитов Ц.Х., Цыбжитов А.Ц., 2000]. Вместе с тем в отчетах почвоведов Переселенческого управления была отражена специфика таежных почв Прибайкалья и Забайкалья, хотя на их классификационном положении это практически не сказалось. Даже в известной монографии Л.И. Прасолова [1927], в которой были ярко описаны эти специфические черты, все классификационные изменения коснулись только мелких таксономических единиц внутри почвенных подтипов, а на карте, приложенной к книге, вообще не нашли отражения. Поэтому до недавних пор на всех почвенных картах тайга Прибайкалья и Забайкалья отображалась, как справедливо заметила Н.А. Ногина [1964], однозначно с лесной зоной территории Европейской части бывшего Советского Союза. Проведенные Л.И. Прасоловым [1927] и И.В. Николаевым [1933] работы по изучению почвенного покрова и обобщение материалов предыдущих исследований показали наличие здесь специфических черт почвообразования, обусловленных проявлением географических и климатических факторов, в первую очередь воздействием “вечной” или длительно-сезонной мерзлоты. Это позволило исследователям усомниться в правильности объединения почв Прибайкалья и Забайкалья с аналогичными почвами европейской части СССР.

Некоторые результаты изучения почвенного покрова этого региона, полученные в 1920–1940-х годах сотрудниками Иркутского государственного университета, отражены в монографии И.В. Николаева [1949], отмечавшего широкое распространение подзолистых почв, различающихся по степени выраженности процессов подзолообразования.

О.В. Макеев [1959], обобщивший материалы работ, проведенных в Иркутском университете в 1945–1956 гг., наоборот, считал, что почвенный покров таежно-лесной зоны слагают в основном дерновые таежные почвы (дерновые лесные, дерново-подзолистые и серые лесные), а господствовавшее в то время среди почвоведов мнение о широком распространении подзолистых почв ошибочно.

Планомерные исследования почвенного покрова и почв изучаемого региона, возобновленные в 1950–1970 гг., были посвящены географо-генетическому изучению почв, разработке систематики и классификации, составлению почвенных карт, учету почвенных ресурсов, а также почвенно-географическому районированию [Макеев, 1959; Корзун и др., 1960;

Надеждин, 1961; Ногина, 1964; Мартынов, 1965; Михайленко, 1967; Уфимцева, 1967; Кузнецова, 1969; Таргульян, 1971; Цыбжитов, 1971; Кузьмин, 1976, 1980, 1988; Волковинцер, 1978; Вторушин, 1982; Копосов, 1983; Семенов, Семенова, 1983; Цыбжитов, Мартынов, 1984; Краснощеков, Горбачев, 1987; Цыбжитов, Убугунова, 1992; Убугунова и др., 1998; Цыбжитов Ц.Х., Цыбжитов А.Ц., 2000; и др.].

В результате этих работ сложилось представление об ограниченном развитии здесь подзолистого процесса на фоне широкого распространения дерновых таежных почв (дерновых лесных, дерново-подзолистых). Дальнейшее изучение таежных почв показало, что ингибирующее влияние на подзолообразование в среднесибирских таежных ландшафтах оказывают свойства почвообразующих пород (карбонатность, насыщенность основаниями), глубокое промерзание почв и распространение вечной мерзлоты, обусловливающие криогенную метаморфизацию почвенных растворов и минеральной части почв. Было установлено, что в почвенном покрове таежных ландшафтов Предбайкалья преобладают дерново-подзолистые и дерновые лесные почвы, на карбонатных породах – дерново-карбонатные выщелоченные и оподзоленные, а для горно-таежных ландшафтов характерны подзолистые и бурые лесные грубогумусные почвы [Кузьмин, 1988]. Этими исследованиями был выявлен ряд оригинальных типов и подтипов почв, самобытность которых широко обсуждалась в печати [Герасимов, 1959; Макеев, 1959; Ногина, 1964; Караваева, 1973; Соколов, Таргульян, 1976; Волковинцер, 1978; Природопользование..., 1990; Цыбжитов Ц.Х., Цыбжитов А.Ц., 2000; и др.].

В почвенном покрове Лено-Ангарского плато и Предбайкальской впадины на бескарбонатных почвообразующих породах преобладают подзолы иллювиально-гумусовые, дерново-подзолистые типичные и глееватые, бурые лесные грубогумусные типичные, оподзоленные и глееватые почвы, а в зонах контакта карбонатных и бескарбонатных почвообразующих пород – дерновые лесные литогенные типичные, оподзоленные и остаточно-карбонатные, а также дерново-подзолистые. На карбонатных породах формируются дерново-карбонатные типичные и выщелоченные почвы в сочетании с дерновыми лесными литогенными типичными и остаточно-карбонатными. В нижних частях склонов, выполненных продуктами выветривания карбонатных пород, развиваются дерново-подзолистые типичные и остаточно-карбонатные в сочетании с дерновыми лесными остаточно-карбонатными и дерново-карбонатными типичными и выщелоченными почвами.

В нижней тайге Восточного Саяна и на хр. Хамар-Дабан под березово-лиственничными травянистыми лесами на хорошо дренированных породах сформировались горные дерново-подзолистые почвы, а под сосновыми лесами с травянисто-кустарниковым покровом на элювии плотных основных пород (траппов) – горные дерново-таежные почвы. В поясах средней и верхней тайги под березово-лиственничными и кедрово-лиственничными лесами с мохово-кустарничковым напочвенным покровом преобладают альфегумусовые подзолы и подбуры, а на карбонатных породах формируются дерново-карбонатные и перегнойно-карбонатные почвы. Выше редко-

лесья сменяются лишайниковыми горными тундрами, почвенный покров которых представлен горно-тундровыми подбурами на легких щебнистых породах и горно-тундровыми глеевыми мерзлотными почвами на более тяжелых породах в депрессиях рельефа. В западной, более влажной части Восточного Саяна встречаются горно-луговые почвы под альпийской и субальпийской растительностью. К высокогорьям приурочены высокогорные дерново-гольцовые почвы, значительные пространства занимают каменистые россыпи [Добровольский, Урусевская, 2006].

Дифференциация почвенного покрова Прибайкалья во многом обусловлена сложным геологическим строением района исследований, определяющим состав почвообразующих пород и геоморфологические условия почвообразования. Почти все почвы холодные, расположены на склонах различной крутизны, имеют короткий профиль, облегченный гранулометрический состав, в той или иной степени защебнены, каменистость почв возрастает с увеличением крутизны склонов.

Наиболее высокие местоположения в гольцовом поясе занимают комбинации, состоящие из горных луговых и дерново-луговых, горных органогенно-щебнистых примитивных почв, подбуров тундровых, глееземов торфянистых и торфяных тундровых мерзлотных. Очень часто здесь встречаются выходы слабовыветрелых горных пород. На выположенных поверхностях и в элювиально-аккумулятивных местоположениях широко распространены сочетания горных органогенно-щебнистых примитивных, горных луговых дерново-торфянистых почв, подбуров тундровых, а также глееземов мерзлотных тундровых и болотных.

В подгольцовом поясе наиболее характерными представителями почвенного покрова являются подбуры тундровые, литогенные и типичные, горные органогенно-щебнистые примитивные почвы, а в более увлажненных местах – горные луговые дерново-торфянистые, горные луговые и дерново-луговые обычные, дерновые лесные литогенные, кислые и глееватые, подбуры типичные и перегнойные оподзоленные, глееземы торфянисто-перегнойные таежно-мерзлотные. Под редколесьями и в верхней части лесного пояса повышенное увлажнение часто приводит к формированию подзолов иллювиально-гумусовых. В целом для почвенного покрова пояса верхней тайги наиболее характерны сочетания подбуров типичных, перегнойных оподзоленных и литогенных, дерновых лесных кислых и мерзлотных почв, подзолов глеевых и сухоторфянистых. В долинах рек тундровых и редколесных верхнетаежных ландшафтов почвенный покров представлен глееземами торфянистыми (и торфяными) тундровыми мерзлотными, надмерзлотно-глеевыми и торфяными болотными почвами в сочетании с горными луговыми, дерново-луговыми и дерновыми лесными глееватыми почвами.

В поясе средней тайги сформировались комбинации почвенного покрова, представленные типичными подбурами и подзолами, буроземами таежными (иллювиально-гумусовым и кислыми), дерновыми лесными (оподзоленными, кислыми, насыщенными и глееватыми) почвами. Для переувлажненных участков среднетаежного пояса наряду с дерновыми лесными почвами характерны подзолы глеевые и глееземы болотные (торфянистые

и торфяные) как мерзлотные, так и немерзлотные. Долины рек здесь занимают глееземы и дерновые лесные глееватые почвы в сочетании с комплексами аллювиальных лугово-болотных, болотных перегнойно- и иловато-глеевых почв.

В дифференциации почвенного покрова нижнетаежного и подтаежного поясов отмечается четкая зависимость от геолого-геоморфологических факторов. В элювиальных и трансэлювиальных условиях склонов средней крутизны на элювии и элюво-делювии кислых пород формируются слаборазвитые или маломощные дерновые лесные и перегнойные почвы различной степени оподзоленности. Более пологие склоны заняты дерновыми лесными кислыми, оподзоленными и глееватыми почвами. Оподзоливание и оглеение заметнее проявляется в почвах склонов северной экспозиции и под моховым покровом. На элювии и элюво-делювии основных пород с высоким содержанием глин, щелочно-земельных оснований и железа развиваются дерновые лесные насыщенные (железистые) почвы, а на выходах карбонатных пород – дерново-карбонатные типичные, выщелоченные, оподзоленные и дерново-подзолистые остаточно-карбонатные почвы. В тех случаях, когда коренные карбонатные породы перекрыты бескарбонатными делювиальными наносами, формируются бурые лесные грубогумусные, перегнойные и дерновые лесные почвы.

В Приольхонье в отличие от южной части исследуемой территории хорошо выражен горно-степной высотный пояс. Здесь доминируют каштановые, дерновые степные и каштановидные почвы, редко встречаются черноземы южные (мучнисто-карбонатные) и черноземовидные почвы. В подчиненных ландшафтах падей и долин временных водотоков развиваются луговые, лугово-каштановые и дерново-луговые оглеенные почвы. На контакте низкогорных и предгорных геосистем лесостепной пояс практически отсутствует: здесь наблюдается хорошо выраженный подтаежно-степной экотон, в котором обнаруживаются весьма слабые различия между преобладающими здесь дерновыми лесными и дерновыми степными почвами.

Залесенные вершины хребтов и склоны с травянистыми сосняками занимают дерновые лесные неоподзоленные слаборазвитые и маломощные почвы, а на менее крутых склонах и выположенных участках с сосняками рододендровыми и моховыми сформировались дерновые лесные оподзоленные и торфянисто-подзолистые почвы. Неширокой полосой между лесными участками и прибрежными лугами располагаются сочетания дерновых лесных остепненных и дерновых степных маломощных почв. На безлесных вершинах и в привершинных частях крутых склонов залегают горно-степные бескарбонатные слаборазвитые и фрагментарные сильнозащебненные почвы с выходами горных пород. На выположенных водораздельных поверхностях и менее крутых склонах, покрытых элювиально-делювиальными отложениями, они сменяются дерновыми степными маломощными и слаборазвитыми, а также бескарбонатными слаборазвитыми горно-степными почвами, имеющими очень короткий профиль. Вниз по склонам мощность почвенного профиля несколько увеличивается.

В придолинных частях склонов и на древних конусах выноса распространены сложные комбинации почвенного покрова, состоящие из дерно-

вых степных бескарбонатных маломощных и слаборазвитых, горных лугово-степных мучнисто-карбонатных и дерновых лесных остепненных почв. Ближе к берегу Байкала они сменяются сначала каштановидными выщелоченными и дерновыми степными бескарбонатными маломощными, затем черноземовидными и дерновыми степными. На обрывистых берегах узкой полосой залегают автоморфно-полугидроморфные сочетания каштановидных и лугово-каштановидных почв.

В понижениях рельефа и на низких приозерных террасах распространены лугово-каштановидные и луговые почвы, которые окаймляют также заболоченные луга. Непосредственно перед береговым валом оз. Байкал сформировались комплексы луговых глеевых, лугово-болотных перегнойно-глеевых и болотных торфянисто-перегнойно-глеевых почв. Все гидроморфные и гидроаккумулятивные почвы имеют более тяжелый гранулометрический состав по сравнению с автоморфными.

На о. Ольхон черноземы и черноземовидные почвы распространены несколько шире. Локально в западинах и на месте существовавших прежде озер встречаются солонцы с уплотненным столбчатым горизонтом, обогащенным магнием, а в прибрежной полосе соленых озер под галофитными лугами – солончаки. На Ольхоне выражен и байкальский эоловый фактор, формирующий специфические эологенные ареносоли.

В целом почвенный покров Забайкалья также имеет хорошо выраженные черты высотной поясности. В гольцовом поясе залегают горные луговые и дерново-луговые, горные органогенно-щебнистые примитивные почвы, подбуры тундровые, глееземы торфянистые и торфяные тундровые мерзлотные, торфяные болотные мерзлотные и торфянисто-перегнойные таежно-мерзлотные. В подгольцовом поясе развиваются подбуры тундровые, литогенные, типичные и перегнойные оподзоленные, горные органогенно-щебнистые примитивные, горные луговые дерново-торфянистые, дерновые лесные литогенные и кислые почвы с выходами горных пород.

Для пояса верхней тайги характерны подбуры типичные, перегнойные оподзоленные и литогенные, подзолы глеевые и сухоторфянистые, дерновые лесные кислые, мерзлотные почвы. В долинах рек почв тундровых и редколесных верхнетаежных ландшафтов почвенный покров представлен глееземами торфянистыми и торфяными тундровыми мерзлотными и надмерзлотно-глеевыми, торфяными болотными, горными луговыми, дерново-луговыми и дерновыми лесными глееватыми почвами.

В поясе средней тайги сформировались подбуры типичные, таежные иллювиально-гумусовые и кислые, подзолы типичные и иллювиально-гумусовые, буроземы таежные иллювиально-гумусовые и кислые, дерновые лесные кислые, оподзоленные, насыщенные и глееватые почвы. Для переувлажненных участков среднетаежного пояса характерны дерновые лесные кислые, оподзоленные и глееватые почвы, подзолы глеевые, глееземы торфянистые и торфяные болотные. Долины рек среднетаежного пояса занимают глееземы торфянистые и торфяные болотные, дерновые лесные глееватые, аллювиальные лугово-болотные и болотные перегнойно- и иловато-глеевые почвы.

Почвенный покров пояса нижней тайги представлен подбурами типичными, подзолами иллювиально-гумусовыми, буроземами таежным кислыми, глееземами болотными, дерновыми лесными оподзоленными, кислыми и глееватыми, дерново-подзолистыми и светло-серыми лесными почвами. На участках с преобладанием карбонатных почвообразующих пород сформировались дерново-карбонатные (на слабовыветрелых породах – рендзины, а на рыхлых отложениях – парарендзины) типичные и выщелоченные почвы. В переувлажненных местоположениях, где карбонатные породы не преобладают, а занимают меньшие площади, залегают подбуры типичные, подзолы иллювиально-гумусовые, дерновые лесные кислые и глееватые, дерново-карбонатные типичные и выщелоченные почвы, а также глееземы.

Практически все почвы гольцовых и лесных территорий, за исключением дерново-карбонатных, имеют кислую реакцию по всему профилю и невысокую емкость катионного обмена в верхних горизонтах. В составе поглощенных катионов весьма заметно присутствие протонов водорода, обусловливающих высокую гидролитическую кислотность таких почв, как глееземы, подбуры, подзолы и буроземы.

В дерновых лесных почвах кислотно-основные свойства и катионообменная способность изменяются от литогенных, оподзоленных и кислых, близких по своим характеристикам к подбурам, подзолам и буроземам, до насыщенных и остаточно-карбонатных в сторону снижения кислотности.

Дерново-подзолистые, светло-серые лесные и серые лесные почвы, формирующиеся в нижнетаежном и подтаежном высотных поясах, менее кислые по сравнению с почвами ландшафтов верхней и средней тайги. Вместе с тем они характеризуются профильной дифференциацией кислотно-основных показателей, обусловленной наличием сочетания в этих почвах подзолистого процесса с дерновым, что отражается и на их валовом составе.

Дерново-карбонатные почвы отличаются от большинства почв лесных территорий нейтральной и слабощелочной актуальной кислотностью (в типичных рендзинах и парарендзинах pH становится выше 7 сразу же под лесной подстилкой, а в выщелоченных – в горизонте Bk или Ck), высоким содержанием обменного кальция и органического углерода, что обусловливает их относительно высокое плодородие и слабую чувствительность к разного рода антропогенным воздействиям.

Для речных долин нижнетаежного пояса характерны сочетания-комплексы луговых и лугово-дерновых аллювиальных почв с лугово-болотными и болотными перегнойно- и иловато-глеевыми, дерново-подзолистыми глееватыми и дерновыми лесными глееватыми почвами. В почвенном покрове долин, где на склонах залегают карбонатные породы, место дерновых лесных глееватых почв в этих комбинациях занимают дерново-карбонатные.

В подтайге наиболее распространены светло-серые и серые лесные, дерново-подзолистые, дерновые лесные оподзоленные и кислые почвы. Почвенный покров подтаежно-степного экотона составляют серые лесные и

серые лесные глееватые, темно-серые лесные, лугово-лесные мерзлотные, дерново-карбонатные типичные, выщелоченные и глееватые почвы.

Для верхней лесостепи характерны сочетания-вариации темно-серых лесных почв, черноземов мучнисто-карбонатных, бескарбонатных и лугово-черноземных почв. В долинах рек среди этих лесостепных почвенных комбинаций наряду с фоновыми присутствуют серые лесные глееватые, луговые и лугово-дерновые аллювиальные, лугово-болотные и болотные почвы. В нижней лесостепи преобладают темно-серые лесные почвы, черноземы бескарбонатные и лугово-черноземные почвы. В понижениях рельефа к ним добавляются комплексы лугово-лесных мерзлотных и лугово-болотных почв.

Степная зона в Забайкалье прослеживается по межгорным котловинам до западных склонов Большого Хингана. В степном поясе наиболее распространены черноземы мучнисто-карбонатные и бескарбонатные. В падях среди черноземов развиваются лугово-черноземные и лугово-мерзлотные почвы, а в условиях, способствующих проявлению процессов осолонцевания, – черноземы мучнисто-карбонатные солонцеватые и солонцы черноземные.

Хотя начало изучению почвенного покрова и почв степей Забайкалья было положено еще в начале XX в. работами Переселенческого управления, результаты которых обобщил Л.И. Прасолов [1927], вопросы номенклатуры и систематики черноземов и каштановых почв данной территории к настоящему времени разработаны недостаточно. Во взглядах различных исследователей нет единства, так как наиболее распространенные здесь почвы имеют ряд особенностей, обусловленных спецификой проявления факторов почвообразования в горных странах с жесткими биоклиматическими условиями, приводящими к формированию признаков, отличающих их от “классических” представителей степных почв. Последующие исследования распространения, свойств и режимов степных почв Юго-Восточного Забайкалья, традиционно относимых к черноземам, показали, что значительная часть этих отличий не выходит за рамки диагностических признаков соответствующих фациальных подтипов, что позволяет квалифицировать изученные почвы именно как таковые, и в то же время ряд черт дает основание усомниться в правильности этой квалификации [Ногина, 1964; Бутин, Вазингер, 1965; Волковинцер, 1978; Цыбжитов Ц.Х., Цыбжитов А.Ц., 2000]. Так, в профиле некоторых черноземов отсутствует иллювиально-карбонатный горизонт, а в других, наоборот, вскипание от HCl наблюдается с поверхности; в окраске гумусового горизонта часто преобладают бурые или каштановые тона, а в составе гумуса – фульвокислоты ($C_{ГК}$:$C_{ФК}$ < 1); степень микроагрегирования очень низка даже в гумусовом горизонте; несмотря на дефицит атмосферных осадков, в отдельные годы профиль этих почв промачивается на всю глубину.

Темно-серые лесные почвы и черноземы, имеющие максимальное содержание гумуса, азота и обменных катионов (преобладание в составе последних катиона кальция) и нейтральную реакцию среды в гумусовом горизонте, отличаются среди всех почв данной территории наиболее высоким

плодородием. Вместе с тем даже они не обладают хорошей водопрочной структурой из-за специфики состава гумусовых веществ, где в противоположность аналогичным почвам более западных территорий не наблюдается доминирования гуматов над фульватами. В составе гумуса практически во всех горизонтах преобладают фульвокислоты (отношение $C_{ГК}$:$C_{ФК}$ изменяется в пределах 0,6–1,2), что, по-видимому, и обусловливает слабую оструктуренность гумусовых горизонтов, особенно в черноземах бескарбонатных и малокарбонатных.

Близки к темно-серым лесным почвам и черноземам по своим агрономическим характеристикам лугово-черноземные и лугово-лесные почвы, однако наличие толщи многолетнемерзлых пород под профилем большинства этих почв препятствует реализации их относительно высокого потенциального плодородия.

Для переходного пояса между настоящей и сухой степями характерны сочетания черноземов бескарбонатных и мучнисто-карбонатных с темно-каштановыми бескарбонатными и мучнисто-карбонатными, а также лугово-каштановыми почвами. Речные долины здесь заняты сочетаниями мучнисто-карбонатных черноземов и темно-каштановых почв, лугово-черноземных, лугово-каштановых, луговых аллювиальных и лугово-болотных почв.

В сухой степи большие площади занимают темно-каштановые бескарбонатные и мучнисто-карбонатные, каштановые бескарбонатные и мучнисто-карбонатные почвы. Почвенный покров падей сухостепного пояса с близким залеганием многолетней мерзлоты представлен сочетаниями лугово-каштановых и лугово-мерзлотных почв. Довольно обычны в сухостепном поясе сочетания темно-каштановых, каштановых и лугово-каштановых несолонцеватых почв с их солонцеватыми разностями – солонцами каштановыми и засоленными лугово-каштановыми почвами.

В морфологии бескарбонатных каштановых почв обращают на себя внимание очень малая мощность профиля (горизонт С залегает на глубине не более 30–35 см от поверхности) и высокая степень его защебненности. Для каштановых мучнисто-карбонатных почв характерно увеличение мощности как профиля в целом, так и гумусового горизонта. В нижней части профиля здесь наблюдается накопление карбонатов в виде мучнистой массы. Все каштановые почвы слабо гумусированы.

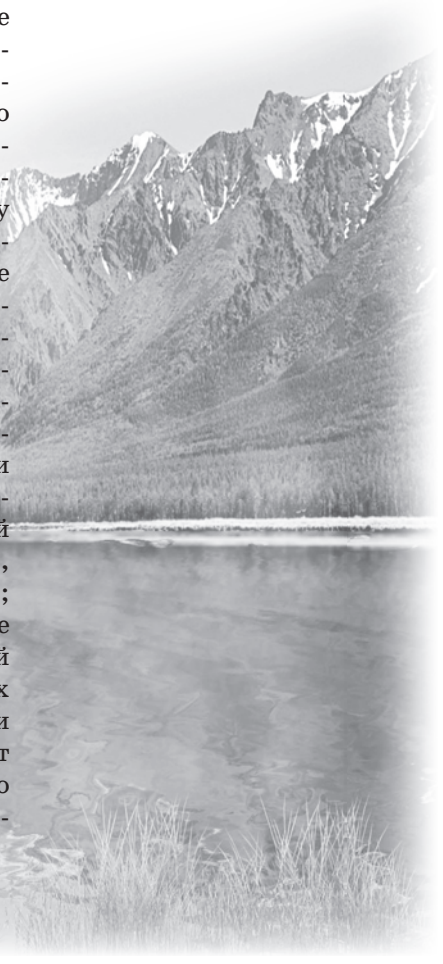
Почвенный покров степных территорий Бурятии и Читинской области довольно близок по своему составу, однако в Приононье и Онон-Аргунской степи в связи с большей континентальностью климата черноземы и каштановые почвы имеют более ксероморфный облик, содержат меньше гумуса, карбонатов и элементов питания растений, довольно большое распространение в Приононье получили ареносоли (боровые пески).

Глава 9

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Растительность Сибири является глобальным природным феноменом Биосферы. На этой громадной территории, протянувшейся от Уральского хребта до притихоокеанских районов Дальнего Востока и характеризующейся в целом достаточно суровыми климатическими условиями, развился удивительно своеобразный и разнообразный растительный покров. Он формировался в процессе сложной эволюции природной среды Сибири в позднем кайнозое и получил свое современное флористическое и структурно-ценотическое разнообразие в период примерно от середины голоцена и до настоящего времени.

Современное флороценотическое разнообразие растительности Сибири определяется сложной природно-ландшафтной структурой этой территории. Сибирь частично или полностью охватывает несколько больших физико-географических (природных) областей, имеющих свои характерные особенности генезиса и эволюции природной среды, а также структуру современных ландшафтов и соответственно растительного покрова. К ним относятся такие крупные географические регионы, как Западная Сибирь, Средняя Сибирь, Южная Сибирь и частично Северо-Восточная Сибирь, представляющие Арктическую, Обь-Иртышскую, Центрально-Казахстанскую, Среднесибирскую, Центрально-Сибирскую (Центрально-Якутскую), Яно-Колымскую, Байкало-Джуджурскую и Южно-Сибирскую природно-ландшафтные (физико-географические) области субконтинента Северной Азии [Михайлов Н.И., 1956; Сочава, Тимофеев, 1968; Физико-географическое районирование..., 1968; Сочава, 1978, 1979, 1980]. Одно только перечисление этих крупных физико-географических образований показывает многообразие природно-климатических условий развития растительности Сибири. Но все эти крупные мегаположения растительности связывают в единое целое близкие пути историко-генетического развития их природной среды как частей субконти-



нента Северной Азии, а также сходная суровость современных климатических условий существования растительности, обусловленная центрально-континентальным положением Сибири на Евроазиатском континенте и, соответственно, общностью циркуляционных процессов в атмосферных воздушных массах.

Эта целостность растительности Сибири связана также с общностью зонально-секторальных проявлений в ее пространственно-географической структуре, обусловленной зональными и высотно-поясными климатическими факторами в зависимости от особенностей рельефа региона. Например, арктическая, тундровая, таежная (бореальная) и степная зоны в растительности прослеживаются на всей территории Сибири, хотя они часто осложнены особенностями подстилающей поверхности. Наиболее полно и четко зонально-подзональные черты в растительности проявляются в Западной Сибири, где с севера на юг можно проследить все переходы от арктических пустынь до сухих степей. В то же время, например, в Южной Сибири и в Забайкалье с их горным рельефом в растительности преобладают высотно-поясные закономерности в ее структуре.

Растительность Сибири всегда привлекала к себе внимание специалистов. Углубленные исследования растительности разных сибирских регионов проводили такие выдающиеся исследователи, как Б.Н. Городков, В.Н. Сукачев, В.Б. Сочава, Б.А. Тихомиров, Е.М. Лавренко и др. Большую роль в изучении растительности Сибири сыграло создание “Геоботанической карты СССР”, в масштабе 1:4 000 000, под редакцией В.Б. Сочавы и Е.М. Лавренко [1956]. Она сопровождалась двухтомной монографией “Растительный покров СССР” [1956] как пояснительный текст к карте, где впервые наиболее полно отражено научное представление о растительности Сибири, обобщающее многочисленные работы специалистов геоботаников, проводивших исследования растительности в разных сибирских регионах. Были выявлены основные пространственно-географические закономерности в структуре растительности макрорегиона, а также ее генетические и флороценотические связи с растительностью соседних регионов страны.

С середины 70-х годов прошлого столетия началось систематическое обзорно-справочное картографическое изучение растительности Сибири. Были составлены и изданы карты растительности юга Восточной Сибири [Белов, 1973], Западно-Сибирской равнины [Растительность..., 1976; Ильина и др., 1977], Якутии [Букс, Тимирбаева, 1972], зон Байкало-Амурской магистрали (БАМа) [Белов, Лавренко, 1977] и Канско-Ачинского топливно-энергетического комплекса (КАТЭКа) [Волкова, 1991] и др. В региональных атласах появились карты растительности сибирских регионов – Атласы Забайкалья, Байкала, Якутии, Экологический атлас Иркутской области и др. В 2003 г. международным коллективом специалистов была подготовлена и издана карта “Циркумполярная арктическая растительность” [Circumpolar..., 2003], в масштабе 1:7 500 000.

Растительность Сибири достаточно детально отражена также на общесоюзных и общероссийских обзорных картах растительности. В 1990 г. коллективом авторов МГУ, БИН АН СССР и ИГ СО АН СССР была издана

карта растительности СССР для вузов в масштабе 1:4 000 000 [Растительность СССР, 1990]. В 2009 г. в Национальном атласе России (том 2) коллективом специалистов (преимущественно из МГУ) были представлены карты “Растительность” в масштабе 1:15 000 000 и “Зоны и типы поясности растительности” в масштабе 1:30 000 000 для всей территории России. Несмотря на очень мелкий масштаб этих карт, они созданы и изданы с использованием ГИС-технологий и характеризуются большим объемом специальной информации по растительности страны и, в том числе по Сибирскому региону. Этому способствует и сопровождающий их в атласе комплекс специальных мелкомасштабных карт, характеризующих различные аспекты растительности – ее биоразнообразие, продуктивность, запасы биомассы и др. [Национальный атлас..., 2009].

Все эти картографические материалы дают возможность на современной информационно-методической основе представить новую оценку географических закономерностей в пространственной флороценотической структуре растительности Сибири. При этом полностью учтены основные закономерности в растительности, обозначенные в предшествующих географических и геоботанических обобщениях по растительности этого региона [Михайлов Н.И., 1956; Растительный покров СССР, 1956; Куминова, 1960; Средняя Сибирь..., 1964; Западная Сибирь..., 1965; Предбайкалье и Забайкалье..., 1965; Якутия, 1965; Физико-географическое районирование СССР, 1968; Горожанкина, Константинов, 1978; и др.].

Оценивая географические параметры Сибири, ее многотысячекилометровую протяженность с севера на юг и с запада на восток, можно определенно говорить о том, что основной географической закономерностью в растительности здесь является биоклиматическая зональность. Геоботанические зоны – полярных (арктических) пустынь, тундровая, таежная (бореальная) и степная – встречаются практически по всей территории Сибири, хотя и не в одинаковой степени определенности, подзональной и региональной выраженности, особенно в восточных и южных районах, где доминирует горный рельеф с высотной поясностью в растительности. Соответственно и границы между зонами и подзонами растительности прослеживаются не всегда четко и часто являются предметом научных споров. Но, очевидно, что при характеристике растительности Сибири целесообразнее всего придерживаться зонального принципа ее структурной организации, а для горных территорий основное внимание уделять высотно-поясной структуре растительности.

9.1. ПОЛЯРНЫЕ (АРКТИЧЕСКИЕ) ПУСТЫНИ

Полярные (арктические) пустыни в Сибири развиты в основном на островах архипелага Северная Земля, северных островах архипелага Новосибирские острова и островах Де-Лонга, а также на мелких островах вдоль побережья Таймыра, в условиях крайне сурового арктического континентально-морского климата. Здесь полярные пустыни располагаются в контакте с современными ледниками и фирновыми образованиями. На материковой части прибрежных территорий Сибири они встречаются только

на северной оконечности Таймырского полуострова, далеко выдвинутой в северные широты Арктики.

Из-за крайне суровых климатических условий растительность полярных пустынь крайне бедна флористически и не образует сплошного покрова, часто располагаясь полосами вдоль морозобойных трещин или отдельными небольшими куртинами. Она занимает не более 30–40 % территории, но в основном преобладают оголенные участки земли, местами с характерной полигональной морозной трещиноватостью ("полигональные пустыни") или просто с оголенной щебнистой поверхностью. В растительности здесь доминируют накипные и листоватые, реже кустистые лишайники – аллектории и цетрарии, зеленые и печеночные мхи, водоросли. В более увлажненных местах развиваются своеобразные гипновые болота с редкой осокой и пушицей.

Здесь встречаются полярный мак (*Papaver polare*), куропаточья трава (*Dryas punctata*), камнеломки – снежная (*Saxifraga nivalis*), супротивнолистная (*S. oppositifolia*), поникшая (*S. cernua*), лапчатка гипарктическая (*Potentilla hyparctica*), лютики – нивальный (*Ranunculus nivalis*), карликовый (*R. pygmaeus*), серный (*R. sulphureus*), осока Коржинского (*Carex korshinskyi*), некоторые злаки – лисохвост альпийский (*Alopecurus alpinus*), щучка коротколистная (*Deschampsia brevifolia*), дюпонция Фишера (*Dupontia fisheri*), зубровка альпийская (*Hierochloë alpina*), реже ивы – полярная (*Salix polaris*) и арктическая (*S. arctica*). Всего флора цветковых растений насчитывает около 80 видов. Из-за суровости условий высота побегов не превышает 15–20 см [Сочава, Городков, 1956; Караваев, 1965].

9.2. ТУНДРОВАЯ ЗОНА

Граница между полярными пустынями и зоной тундр специалистами-геоботаниками проводится по-разному. На это обращал внимание еще Б.Н. Городков [1946] и позднее В.Б. Сочава и Б.Н. Городков [1956]. Современные картографические исследования [Circumpolar..., 2003], опирающиеся на имеющиеся наземные материалы, показывают, что северная граница тундровой зоны проходит значительно севернее, чем она была ранее. К тундровой зоне отнесены даже Новосибирские острова, хотя там значительные площади заняты арктическими пустынями.

Современные карты растительности – "Карта растительности Западно-Сибирской равнины" [Растительность..., 1976], Circumpolar Arctic Vegetation... [2003], карты растительности зон и типов поясности растительности в "Национальном атласе России" [2009] показывают, что в целом тундровая зона на территории Сибири протягивается относительно неширокой полосой вдоль всего побережья Северного Ледовитого океана, захватывая также прибрежные острова и острова Новосибирского архипелага. На юге ее ограничивает подзона предтундровых (бореальных) редколесий.

Подзональная структура тундровой зоны Сибири трактуется по-разному. В.Д. Александрова [1977] основное внимание уделяла важному ботанико-географическому рубежу, разделяющему арктические и субарктические тундры, выделив для них полосы развития северных и южных их вариантов. На флорогенетическое и структурно-ценотическое значение этого

рубежа указывали также другие исследователи [Сочава, Городков, 1956; Юрцев, 1966].

Другая система подзональной структуры тундр была принята Е.Л. Любимовой [1964] и М.Н. Караваевым [1965], которые просто выделяли подзоны арктических, мохово-лишайниковых и кустарниковых тундр, отводя центральное место мохово-лишайниковым тундрам. Позднее Н.В. Матвеева [1998] упростила схему подзонального деления тундровой зоны Арктики, выделив арктические, типичные и южные тундры. Основную территорию в этой схеме занимают типичные тундры, к которым были отнесены южные варианты арктических тундр и северные варианты кустарниковых тундр.

Современная система подзонального деления территории развития тундровой растительности в пределах территории Сибири также представлена тремя подзонами – арктических, типичных (северных гипоарктических) и кустарниковых (южных) тундр [Зоны и типы поясности..., 2009]. Она в полной мере опирается на схему биоклиматических субзон (A–E) [Circumpolar..., 2003], учитывающую, наряду с климатическими показателями, флористические и структурно-ценотические особенности растительного покрова.

Сопоставление вышеперечисленных схем подзон тундровой зоны показало довольно значительное расхождение в границах выделяемых подзон из-за различий в критериях их выделения, несмотря на сходство самих их названий. Не вдаваясь в детали оценки используемых флористических и структурно-ценотических критериев, можно констатировать, что на современных схемах зонирования определенно наблюдается возврат к схеме В.Д. Александровой [1977] с разделением тундровой зоны Сибири на арктические и субарктические тундры, с последующим разделением последних на подзоны типичных (северных гипоарктических) и кустарниковых (южных) тундр [Зоны и типы..., 2009].

Арктические тундры прерывистой узкой полосой протягиваются по всей прибрежной территории Сибири. В Западной Сибири они занимают северные оконечности полуостровов Ямал и Гыданский, огибают с севера п-ов Таймыр, занимая территорию от побережья до подножий гор Бырранга. Далее на восток арктическая тундра узкими прерывистыми участками встречается на побережье морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, с захватом части островов Новосибирского архипелага.

Суровые природно-климатические условия определяют общие черты сходства растительности всей подзоны арктических тундр. В Западной Сибири арктические тундры на плакорных местообитаниях представлены комплексами осоково-лишайниково-зеленомошных сообществ (*Aulacomnium turgidum*, *Dicranum elongatum*) с пятнисто-кочковатыми кустарничково-моховыми сообществами с дриадой надрезанной (*Dryas octopetala*) и ивой полярной. На заболоченных участках развиваются осоково-пушицево-моховые (*Carex aquatilis* subsp. *stans*, *Eriophorum polystachyon*) полигональные сообщества, на денудированных склонах – полигональные кустарничково-мохово-лишайниковые (*Cladonia gracilis*, *C. uncialis*) тундры [Сочава, Городков, 1956; Растительный покров..., 1985].

На территории Средней Сибири, на побережье расположенного в более северных широтах п-ова Таймыр, в суровых природно-климатических условиях арктические тундры располагаются в комплексе с арктическими пустынями, которые в порядке высотной поясности занимают плоские вершины гор Бырранга. Растительность арктических тундр здесь крайне скудна. Она представлена участками мозаичных лишайниковых, мохово-лишайниковых и кустарничково (*Salix reptans*, *S. pulchra*)-лишайниково-моховых сообществ, чередующихся с полигональными осоково-пушицево-гипновыми (*Carex aquatilis* subsp. *stans*, *Eriophorum polystachyon*, *Dupontia fisheri*) болотами [Сочава, Городков, 1956; Любимова, 1964].

Далее на восток, в Якутии, арктические тундры – это комплексы арктических полигональных и пятнистых мохово-лишайниковых сообществ и полигональных травяно-гипновых болот, которые занимают местами основные площади. В целом растительный покров арктических тундр отличается высокой мозаичностью, обусловленной мезо- и микрорельефом. На прибрежных морских террасах развиты приморские луговые сообщества на засоленных грунтах. Здесь доминируют осоки (*Carex subspathacea*, *C. marina*), злаки (*Puccinellia phryganodes*, *Dupontia fisheri*, *Calamagrostis deschampsioides*) и разнотравье (дендрантема арктическая – *Dendranthema arcticum*, родиола северная – *Rhodiola borealis*, крестовник скученный – *Tephroseris palustris*) [Караваев, 1965].

Субарктические тундры в Сибири распространены на более значительных площадях тундровой зоны. В Западной Сибири они развиты в центральных и южных частях полуостровов Ямал и Гыданский, далее к востоку – в южных районах п-ова Таймыр и на всей территории Северо-Сибирской низменности. К востоку от р. Лены субарктические тундры распространены в предгорьях Верхоянского хребта и занимают большие площади на Яно-Индигирской и Северо-Колымской низменностях.

В Сибири субарктические тундры делят на две подзональные полосы: северную – типичных моховых и мохово-лишайниковых, и южную – лишайниково-мохово-кустарниковых тундр. Для них характерно участие в структуре тундровых сообществ гипоарктических кустарников – ив мохнатой (*Salix lanata*), сизой (*S. glauca*) и красивой (*S. pulchra*), кустарниковых берез (*Betula nana* s.l.) и душекии кустарниковой (*Duschekia fruticosa*) в южных районах [Александрова, 1977]. В северных районах они встречаются спорадически, тогда как в южных районах они часто образуют сомкнутые заросли.

В Западной Сибири в северной полосе на плакорах преобладают мозаичные пятнисто-бугорковатые кустарничково-моховые тундры с незначительным участием низкорослых кустарников *Salix lanata*, *S. glauca*, *Betula nana*. Основу мохового покрова составляют зеленые мхи. На более легких песчаных почвах развиваются кустарничково-мохово-лишайниковые полигональные сообщества с дриадой точечной (*Dryas punctata*), багульником стелющимся (*Ledum decumbens*), брусникой малой (*Vaccinium vitis-idaea* subsp. *minus*). В понижениях на заболоченных участках обычны бугорковато-мочажинные кустарничково-моховые с ивой и ерником

тундровые сообщества и кустарничково-осоково-моховые валиково-полигональные болота.

К югу участие кустарников в сообществах постепенно возрастает и в южной полосе ерниково-ивняковые и ерниковые кустарничково-моховые, а местами ерниково-душекиевые кустарничково-лишайниково-моховые тундры занимают основные площади водоразделов. На переувлажненных местообитаниях здесь развиваются кустарничково-осоково-моховые и кустарничково-мохово-лишайниковые полигональные комплексные болота [Растительный покров..., 1985].

В Средней Сибири, на Северо-Сибирской низменности, северная полоса субарктических тундр представлена кустарничково-мохово-лишайниковыми сообществами с доминированием дриады (*Dryas* spp.) и кассиопеи (*Cassiope* spp.). Эти тундры образуют сложные сочетания с комплексными осоково-пушициевыми мохово-лишайниковыми болотами. В южных районах низменности на защищенных склонах развиваются кустарниковые (ивняково-ерниковые) травяно-мохово-лишайниковые тундры. Южнее ерниковые (из березки тощей – *Betula exilis*, ивы красивой – *Salix pulchra* и ивы ползучей – *S. reptans*) кустарничково-моховые тундры преобладают. Они чередуются с пушициево-моховыми кочкарными тундрами и болотами [Любимова, 1964].

На территории Якутии в основном распространены северные субарктические мохово-лишайниковые тундры. Большие участки таких тундр отмечены к западу от Оленека и в бассейне Индигирки. К востоку от Лены на водоразделах большие площади заняты кочкарными пушициевыми тундрами и осоково-пушициево-моховыми полигональными болотами. Лишайниковые тундровые сообщества встречаются на вершинах холмов и увалов, образованных песчаными отложениями, на более высоких водоразделах – кустарничково-дриадовые щебнистые тундры.

Кустарниковые субарктические тундры представлены ивняково-ерниковыми (из березки тощей и видов ив – *Salix glauca*, *S. lanata*, *S. pulchra*) кустарничково-моховыми группировками в бассейнах Анабара и Оленека. Здесь они чередуются со сфагновыми болотами и пушицевыми тундрами [Караваев, 1965].

9.3. ТАЕЖНАЯ ЗОНА (ЗОНА ТАЙГИ)

Таежная зона, занимающая огромные пространства Сибири, выделяется по преобладанию сообществ бореального типа растительности, которые образуют здесь различные сочетания с чередованием лесных, луговых и болотных фитоценозов. На Западно-Сибирской равнине четко прослеживаются зональные и провинциальные черты растительного покрова и постепенные переходы в виде подзон [Сочава, 1980]. Современный облик Западной Сибири во многом определяется повышенным гидроморфизмом, обусловленным интенсивно идущими процессами заболачивания территории, поэтому во всех пространственных сочетаниях и рядах растительности этой таежной зоны обязательно имеются сообщества заболоченных лесов и болот [Растительный покров..., 1985].

В таежной зоне Средней Сибири, занимающей огромные пространства, равнинные территории нарушаются невысокими горными сооружениями Енисейского кряжа, который почти не выходит за пределы лесной зоны, и горами Путорана, вершины которых заняты тундрами. По характеру растительного покрова среднесибирская таежная зона подразделяется на две части: умеренно влажную западную (правобережные приенисейские территории) и более сухую восточную (вся остальная часть зоны в пределах Красноярского края). Западная приенисейская тайга четко делится на северную, среднюю и южную подзоны и характеризуется разнообразным составом древесных пород, значительной примесью берез пушистой (*Betula pubescens*) и повислой (*B. pendula*), местами осины (*Populus tremula*) [Любимова, 1964].

В Предбайкалье и особенно в Забайкалье горизонтальные зоны и вертикальные пояса тесно переплетаются друг с другом, что является одной из провинциальных особенностей этих регионов. Закономерности зонального размещения растительности прослеживаются слабо, так как постоянно нарушаются проявлением вертикальной поясности [Дылис и др., 1965].

В Якутии наблюдается множество отклонений от широтной схемы природной зональности, которые обусловлены влиянием многолетней мерзлоты, резко континентальным сухим климатом, сложной орографией поверхности, специфической особенностью этого является резкое расширение лесной зоны. Этими же причинами объясняется почти повсеместное преобладание в лесной зоне лиственницы Гмелина (*Larix gmelinii*). Наиболее резкие и существенные изменения в общий характер растительности вносит вертикальная поясность [Караваев, 1965].

9.4. ПРЕДТУНДРОВЫЕ РЕДКОЛЕСЬЯ

По долинам рек в подзону субарктических тундр повсеместно с юга проникают сообщества предтундровых редколесий, формируя фестончатую северную границу таежной зоны Сибири. Геоботанический статус предтундровых редколесий по-разному оценивается специалистами. Часть исследователей выделяют редколесья как самую северную подзону зоны тайги [Сочава, 1956; Ильина, 1985; Зоны и типы..., 2009], тогда как, по мнению других авторов, редколесья образуют самостоятельную лесотундровую зону [Любимова, 1964; Караваев, 1965], занимающую промежуточное положение между тундровой и таежной зонами.

Подзона предтундровых редколесий зоны тайги различной по ширине полосой проходит по всему северу Сибири. В Западной Сибири редколесья занимают довольно значительные площади, особенно вдоль левобережья Енисея. Они представлены лиственнично-еловыми и елово-лиственничными (*Larix sibirica*, *Picea obovata*) кустарничково-лишайниково-зеленомошными угнетенными редкостойными сообществами, располагающимися в комплексе с кустарниковыми – ерниково-душекиевыми (*Betula nana* s.l., *Duschekia fruticosa*) и ивняково-ерниковыми (*Salix pulchra*, *S. glauca*) тундрами и плоскобугристыми комплексными болотами. Южнее они сменяются лиственничными кустарничково-лишайниковыми редколесьями, встре-

чающимися на водораздельных местообитаниях. На выровненных поверхностях обычны елово-лиственничные кустарничково-зеленомошные и лишайниково-зеленомошные редколесья в сочетании с редкостойными северотаежными лесами и заболоченными елово-лиственничными лишайниково-сфагновыми редколесьями [Растительный покров..., 1985].

В Средней Сибири предтундровые редколесья проходят по южной окраине Северо-Сибирской низменности от Енисея до Оленека. Здесь лиственничные кустарничково-мохово-лишайниковые редколесья (на западе – из лиственницы сибирской (*Larix sibirica*) и ели (*Picea obovata*), а на востоке из лиственницы Гмелина – *Larix gmelinii*) занимают защищенные склоны местных увалов. Повсеместно на выровненных участках они сочетаются с кустарниковыми (ивняково-ерниковыми, душекиевыми) тундрами и плоскобугристыми торфяными болотами. В восточных районах на сухих склонах с близким залеганием коренных пород отмечаются лиственничные лишайниковые редколесья в сочетании с ерниковыми мохово-лишайниковыми редколесьями и осоково-пушициевыми кочковатыми болотами [Любимова, 1964].

В Якутии предтундровые редколесья распространены на незначительных площадях и протягиваются неширокой, местами прерывистой полосой – от Оленека до Индигирки. Здесь редколесья образованы лиственницей Гмелина и только на западе, в бассейнах рек Анабар и Оленек появляется примесь ели. Преобладают кустарниковые (ивняковые и ерниковые) кустарничково-мохово-лишайниковые сообщества. Они образуют сложные сочетания с мохово-лишайниковыми и кочкарными пушициево-моховыми тундрами и сфагновыми торфяными болотами [Караваев, 1965].

9.5. ПОДЗОНА СЕВЕРНОЙ ТАЙГИ

В Западной Сибири подзона северной тайги, протянувшаяся на большое расстояние с севера на юг, в своей северной части характеризуется развитием редкостойных лиственничных, лиственнично-еловых и лиственнично-сосновых (*Pinus sylvestris*) лесов, а также плоско- и крупнобугристых мохово-лишайниковых комплексных болот и лугово-болотно-соровых растительных сообществ в поймах крупных рек. Леса имеют сомкнутость не выше 0,4–0,5 и невысокие (10–12 м) древостои, в покрове преобладают бореальные и гипоарктические кустарнички – багульник (*Ledum palustre*), шикша (*Empetrum nigrum* s.l.), со сплошным моховым покровом в основном из зеленых мхов (*Pleurozium schreberi*, *Hylocomium splendens*) и пятнами лишайников (*Cladonia rangiferina*) [Ильина, 1985].

В южной части северотаежной подзоны на плакорах распространены лиственнично-елово-кедровые (*Pinus sibirica*) леса, которые по составу нижних ярусов сходны с лиственничными и еловыми лесами северной части, но отличаются большей сомкнутостью (0,5–0,6) и более высокими (12–14 м) деревьями, хотя производительность их низкая, соответствует V–Va классам бонитета [Ильина, 1985].

В Средней Сибири северная граница северотаежной подзоны совпадает с уступом Среднесибирского плоскогорья, обращенным к Северо-Сибир-

ской низменности, южная граница не имеет четких очертаний. В северотаежных среднесибирских лесах преобладают лиственничники из лиственницы сибирской. Другие породы, такие как ель, кедр, сосна, занимают незначительные площади. Лиственничные леса, образующие светлые редкостойные (полнота 0,3–0,5) насаждения, имеют низкий (7–8 м) рост деревьев, угнетенное состояние древостоя с V–Va классом бонитета. На вершинах и склонах возвышенностей широко распространены лиственничные (*Larix sibirica*) лишайниковые леса, а в нижних частях склонов и в верховьях небольших речек – ерниковые лиственничники. Большие пространства заняты зарослями ерников, преимущественно лишайниковыми и моховыми [Любимова, 1964].

В Предбайкалье и особенно в Забайкалье зональность в таежных лесах проявляется не так отчетливо, как в Западной Сибири, что обусловлено развитием здесь в ряде районов горного рельефа. В Предбайкалье северотаежная растительность встречается в основном в бассейне Нижней Тунгуски, где плоские водоразделы и их пологие склоны занимают небольшие фрагменты разреженных лесов из лиственницы Гмелина, местами с примесью ели. Покров этих лесов кустарничково-моховой, доминируют кассандра болотная (*Chamaedaphne calyculata*) и багульник болотный (*Ledum palustre*), моховой покров сплошной из *Pleurozium schreberi*, *Sphagnum angustifolium* и др. Долины рек и ручьев с мокрыми почвами заняты лиственничными (*Larix gmelinii*) с густым подлеском из ерника лесами [Дылис и др., 1965].

В Якутии северотаежная подзона, охватывающая почти всю территорию бассейнов Анабара, Оленека, Яны, Индигирки и Колымы, а также северную часть бассейна Вилюя и низовьев Лены, сложена в основном редколесными мохово-лишайниковыми кустарничковыми лесами. Повсеместно основную роль в лесах играет лиственница Гмелина, только на западе к ней примешивается ель сибирская, которая на северо-западе Якутии рассеяна среди тайги не только в долинах рек, но и на всех междуречьях. Ель имеет угнетенный вид, высота деревьев 2–2,5 м, стволы искривлены. На выровненных поверхностях встречаются редколесья с напочвенным покровом из ягеля (*Cladonia* spp.) и цетрарии (*Cetraria* spp.), с хорошо выраженным ярусом из березки тощей и багульника, с примесью отдельных кустов ивы енисейской (*Salix jenisseensis*). В травяно-кустарничковом ярусе много брусники и голубики, а также повсеместно встречается болотник Стеллера (*Limnas stelleri*) [Караваев, 1965].

9.6. ПОДЗОНА СРЕДНЕЙ ТАЙГИ

В Западной Сибири подзона средней тайги характеризуется преобладанием темнохвойных и сосновых лесов. От северотаежных типов среднетаежные леса отличаются более высоким классом бонитета (IV), большей высотой (20–25) и сомкнутостью (0,6–0,7) древостоя, а также возрастанием роли таежного мелкотравья и зеленых мхов в составе нижних ярусов леса. В северной части среднетаежной полосы на плакорах распространены коренные сообщества елово-кедровых лесов с участием лиственницы и

кустарничково-зеленомошным покровом, в котором ведущую роль играют черника (*Vaccinium myrtillus*), брусника (*Vaccinium vitis-idaea*) и бореальные виды зеленых мхов (*Pleurozium schreberi*, *Hylocomium splendens*) [Ильина, 1985]. Южная полоса среднетаежной подзоны характеризуется елово-кедровыми с пихтой мелкотравно-бруснично-зеленомошными лесами, которые имеют III–IV классы бонитета, а в покрове преобладает таежное мелкотравье (майник двулистный – *Maianthemum bifolium*, ортилия однобокая – *Orthilia secunda*). Среднетаежные леса на Западно-Сибирской равнине сочетаются с сообществами заболоченных сосняков и кедровников, а также с сухими борами на песках. Обширные болотные массивы центральных частей междуречий представлены грядово-мочажинными, а в центре – озерково-грядово-мочажинными комплексами с характерными для гряд багульниково-кассандрово-сфагновыми, местами с сосной и кедром сообществами и сфагновыми с пушицей (*Eriophorum vaginatum*) и шейхцерией (*Scheuchzeria palustris*) группировками мочажин [Ильина, 1985].

В Средней Сибири, где восточнее Енисея рельеф становится более рассеченным, меняются условия произрастания среднетаежных лесов, а растительный покров характеризуется заметным разнообразием, отличающимся от лесов северной подзоны. Здесь основными лесообразующими породами являются лиственница сибирская и сосна. Лиственничные леса преобладают в северной и восточной частях Енисейского кряжа и на возвышенностях Среднесибирского плоскогорья. Сосновые леса распространены к востоку от Енисейского кряжа, а также в его средней и южной частях.

Темнохвойные пихтовые (*Abies sibirica*) и пихтово-еловые леса занимают высоты более 600 м над ур. м., еловые и елово-пихтовые леса приурочены к долинам рек. Кедровые сообщества встречаются на склонах, реже в долинах рек. В целом в подзоне средней тайги увеличиваются полнота и производительность древостоя, а также возрастают запасы древесины. Бонитет лиственничников варьирует от III до V класса бонитета, а сосняков чаще IV, реже III класса, полнота древостоев от 0,5 до 0,6. В подлеске и травяно-кустарничковом ярусе сосновых и лиственничных лесов встречаются кусты душекии кустарниковой (*Duschekia fruticosa*), можжевельника сибирского (*Juniperus sibirica*), некоторые виды ив. Основными растениями этих лесов являются брусника и черника, также много таких кустарничков, как шикша (*Empetrum nigrum*), голубика (*Vaccinium uliginosum*), багульник (*Ledum palustre*). Травянистые растения представлены мытником лабрадорским (*Pedicularis labradorica*), седмичником европейским (*Trientalis europaea*), майником двулистным и др. [Любимова, 1964].

В Предбайкалье и Забайкалье широко распространены лиственничные леса, в развитии которых участвуют два вида лиственницы: сибирская (*Larix sibirica*) и Гмелина (*L. gmelinii*). На юго-западе своего ареала среднетаежные лиственничники образованы сибирской лиственницей, а на всей остальной площади – лиственницей Гмелина. Оба вида лиственниц, за исключением сравнительно узкой полосы их совместного произрастания, оказываются лесообразующими породами в различных эколого-географических условиях, их сообщества отличаются друг от друга по своей структуре [Дылис и др., 1965].

В лиственничных и сосново-лиственничных насаждениях древостои лиственницы сибирской обычно IV класса бонитета, местами – V, они отличаются разреженностью древесного полога, невысокой производительностью, спелым и перестойным возрастом. Распространены лиственничные зеленомошные леса, приуроченные к невысоким водоразделам. Древостой имеет двухъярусное строение, в первом – лиственница с сосной, во втором – береза (*Betula* spp.), ель сибирская (*Picea obovata*) и кедр, сомкнутость полога 0,5–0,7. В подлеске рябина (*Sorbus sibirica*), душекия кустарниковая, можжевельник сибирский. Травяно-кустарничковый покров состоит из черники, брусники, майника двулистного и др., моховой покров сплошной из зеленых мхов (*Hylocomium splendens*, *Pleurozium schreberi*) [Дылис и др., 1965].

Лиственница Гмелина также имеет незначительную производительность и небольшие запасы древесины, ее древостои V, Va классов бонитета, реже – IV, редкостойны (сомкнутость 0,2–0,3). Подлесок состоит из ерника, душекии кустарниковой, местами со спиреей средней (*Spiraea media*). В травяно-кустарничковом ярусе доминируют багульник и голубика, обильны брусника, толокнянка (*Arctostaphylos uva-ursi*) и др., присутствует таежное мелкотравье. Местами встречаются болотник, рододендроны – даурский (*Rhododendron dahuricum*) и мелколиственный (*R. parvifolium*). В напочвенном покрове – *Aulacomnium palustre*, местами *Rhytidium rugosum* и *Ptilium crista-castrensis* [Дылис и др., 1965].

Сосновые леса занимают наиболее теплые местообитания, выбирая сухие песчаные массивы и склоны южной экспозиции, реже встречаются на высоких речных поймах, а также на заболоченных участках (только в Предбайкалье). Структура этих сосновых лесов во многом сходна с вышеописанными лиственничниками [Дылис и др., 1965].

В Якутии среднетаежные кустарничковые и травяно-кустарничковые леса отличаются от северотаежных редкостойных лесов большей сомкнутостью крон, большей высотой насаждений, более разнообразным подлеском и богатством травяного яруса, за счет которого снижается роль мхов и лишайников. Хорошо прослеживается смена лесных ландшафтов с севера на юг в связи с изменением в этом же направлении климата и высоты местности. Господствующим типом растительности здесь является лиственничная (из лиственницы Гмелина) брусничная сухая тайга. Она характеризуется разреженным древостоем, слабо развитым подлеском, густым покровом из разнообразных кустарничков и трав, где совместно обитают лугово-степные, лесные, лесотундровые, горно-тундровые и луговые виды. Мхи и лишайники не образуют сплошного покрова.

На повышенных участках Лено-Вилюйского и Лено-Алданского междуречий брусничная тайга переходит в лиственничную бруснично-грушанковую или бруснично-моховую сухую тайгу. При заболачивании почвы появляется сырая и замшелая багульниковая тайга [Караваев, 1965].

Сосновые леса в Якутии распространены в южной, юго-западной и центральной ее частях, произрастая на песчаных почвах, на восток от Верхоянского хребта сосна не заходит. В долинах рек и отчасти на водоразделах, кроме лесных формаций, встречаются группировки различных видов

кустарниковых березок – ерники, слагающиеся из березки кустарниковой (*Betula fruticosa*) и березки тощей [Караваев, 1965].

На юге Якутии климатические условия благоприятствуют развитию темнохвойных пород. В лесах, кроме лиственницы Гмелина и сосны, растут кедр сибирский, ели сибирская и аянская (*Picea jezonensis*), пихта сибирская (*Abies sibirica*), несколько видов берез – плосколистная (*Betula platyphylla*) и повислая (*B. pendula*), осина (*Populus tremula*), тополь душистый (*Populus suaveolens*), чозения (*Chosenia arbutifolia*), древовидные ивы – Бебба (*Salix bebbiana*) и тарайкинская (*S. taraikensis*) [Караваев, 1965].

9.7. ПОДЗОНА ЮЖНОЙ ТАЙГИ

В Западной Сибири в южно-таежной подзоне основным зональным типом являются кедрово-елово-пихтовые зеленомошно-мелкотравные и мелкотравно-осочковые леса, отличающиеся хорошо развитым древостоем (II–III классы бонитета), обильным подростом из темнохвойных и лиственных пород и разнообразным по составу подлеском. В травяно-кустарничковом ярусе доминирует таежное мелкотравье (кислица обыкновенная – *Oxalis acetosella*, звездчатка Бунге – *Stellaria bungeana*). Особую широтную полосу в западной части южно-таежной подзоны образуют темнохвойные леса с липой (*Tilia cordata*), которые характеризуются высокой производительностью (II–III классы бонитета) и богатым травяным покровом со значительным участием неморальных элементов – сныть обыкновенная (*Aegopodium podagraria*), медуница мягчайшая (*Pulmonaria mollis*) [Ильина, 1985].

Особенностью южно-таежной подзоны в Западной Сибири является сочетание сосновых брусничных и лишайниковых боров с сосновыми с липой травяно-брусничными моховыми лесами, которые относятся собственно к южно-таежному типу.

Большие территории западно-сибирской южной тайги подвержены процессам заболачивания и здесь, так же как и в средней тайге, типичны олиготрофные сфагновые болота, а в рядах сообществ заболоченных лесов появляются типично южно-таежные березовые с елью, кедром, сосной вейниково-хвощовые и осоково-сфагновые леса, которые предшествуют образованию заболоченных сосняков и кедровников [Ильина, 1985].

В Средней Сибири южно-таежная подзона характеризуется высокопроизводительными древостоями сосновых лесов, которые отличаются большими запасами древесины и имеют эксплуатационное значение. Крупные массивы этих лесов тянутся по левобережью Ангары, полнота древостоев 0,4–0,7, классы бонитета – от IV до II [Любимова, 1964].

Елово-пихтовые леса в южной подзоне Средней Сибири занимают значительные площади, они образуют сомкнутые насаждения, их древостои относятся к III и I классам бонитета. В подлеске преобладают рябина (*Sorbus sibirica*), черемуха (*Padus avium*), ива козья (*Salix caprea*). Травяно-кустарничковый ярус представлен таежным мелкотравьем (кислица, седмичник европейский – *Trientalis europaea*, майник двулистный и др.).

Увалы занимают пихтово-еловые кисличные леса II–III классов бонитета, с полнотой древостоя 0,6–0,7. В травяном покрове этих лесов, наряду с таежным мелкотравьем и растениями неморальных видов, появляется высокотравье из борца бородатого (*Aconitum barbatum*), василистника малого (*Thalictrum minus*), дудника лесного (*Angelica sylvestris*). Напочвенный ярус представлен зелеными мхами (*Hylocomium schplendens*, *Ptilium crista-castrensis*) [Любимова, 1964].

В подзоне южной тайги Средней Сибири обширные площади занимают луга, которые по характеру мало отличаются от среднетаежных, здесь также преобладают крупнозлаковые и лесные луга. Значительные пространства занимают настоящие злаковые пырейные из пырея плевеловидного (*Elytrigia lolioides*), овсяницевые из овсяницы луговой (*Festuca pratensis*), вейника наземного (*Calamagrostis epigeios*), а местами встречаются ценные костровые из костра полевого (*Bromus arvensis*) луга [Любимова, 1964].

В Предбайкалье леса южно-таежной подзоны, сменяющие среднетаежные кустарничково-моховые лиственничники с пониженной производительностью, представлены преимущественно сосново-лиственничными разнотравными и разнотравно-кустарниковыми лесами более высокой производительности. Разнотравные сосняки сосредоточены в бассейне Ангары на возвышенных водоразделах и их пологих склонах. Древостой этих лесов отличается высокими качествами, а бонитет варьирует от II до IV классов, сомкнутость крон 0,5–0,6 [Дылис и др., 1965].

В Забайкалье обширные площади занимают лиственничные (*Larix gmelinii*) леса. В средних и нижних частях склонов и ложбин сосредоточены лиственничники с подлеском из рододендрона даурского, смородины Пальчевского (*Ribes palczewskii*), с кустарничковым ярусом из багульника и брусники, с травяным покровом из герани забайкальской (*Geranium transbaicalicum*), ириса одноцветкового (*Iris uniflora*) и др. В нижних частях пологих южных склонов распространены лиственничные и сосново-лиственничные травяные из кровохлебки лекарственной (*Sanguisorba officinalis*), борщевика рассеченного (*Heracleum dissectum*) и другие леса, которые часто сочетаются с рощами из даурской березы (*Betula davurica*).

Здесь же встречаются рододендровые сосняки, которые имеют одноярусные древостои с постоянной примесью лиственниц – сибирской или Гмелина. Сомкнутость лесов составляет 0,6–0,7, класс бонитета – III–IV, реже V. Сосновые разнотравные леса в Забайкалье приурочены к горам, где занимают нижние части склонов, распространены также на конусах выноса и шлейфах гор [Дылис и др., 1964].

На юге и юго-западе Якутии лиственничная тайга становится высокоствольной и густой, часто с участием темнохвойных пород из ели, пихты и кедра, которые редко преобладают и не выходят за пределы второго яруса. Подлесок этих лесов состоит из рябины, душекии, жимолости алтайской (*Lonicera altaica*) и др. Травяно-кустарничковый ярус богат видами и включает в себя, кроме лугово-лесных мезофитов, много представителей темнохвойной тайги (мителла голая – *Mitella nuda*, гудайера ползучая – *Goodyera repens*), кальцефилов (тофиельдия маленькая – *Tofieldia pussila* и др.), повсеместно в большом количестве растет злак – бо-

лотник Стеллера, а также брусника, голубика, шикша. Моховой покров почти сплошной, состоит из разнообразных зеленых мхов. В этих районах Якутии полностью отсутствуют открытые аласные, лугово-степные и озерно-таежно-болотные сообщества, характерные для центральных районов этого региона [Караваев, 1965].

Сосна в южно-таежной подзоне Якутии растет не только на песчаных, но и на глинистых почвах в различных местообитаниях и типах леса, занимая южные склоны увалов и речных долин. Узкими полосами вдоль рек тянутся лишайниковые и толокнянковые сухие боры. На водоразделах преобладают сосновые брусничные, бруснично-разнотравные, багульниковые, осоково-голубичные и черничные леса [Караваев, 1965].

9.8. ПОДЗОНА ПОДТАЙГИ

Исследователи западно-сибирской тайги выделяют подтайгу как особую подзону мелколиственных лесов [Растительный покров..., 1985]. Действительно, в Западной Сибири это своеобразная южная полоса таежной зоны, аналога которой нет ни в европейской, ни в восточно-сибирской тайге. Здесь основу растительного покрова составляют коренные мелколиственные из березы и осины леса, характеризующиеся в плакорных условиях хорошо развитым злаково-разнотравным покровом из вейника тростникового (*Calamagrostis arundinacea*), коротконожки перистой (*Brachypodium pinnatum*), сныти обыкновенной (*Aegopodium podagraria*) и участием таежного мелкотравья. Эти участки часто чередуются с таковыми суходольных лугов [Лавренко, 1985].

Для этой подзоны характерно значительное заболачивание, начальной стадией которого являются березовые вейниково-высокотравные леса, в широких понижениях переходящие в сильно увлажненные березовые осоково-вейниковые и осоковые лесные сообщества, дальнейшее заболачивание ведет к образованию лесных мезотрофных и евтрофных болот – березовых с березой пушистой (*Betula pubescens*), осоковых и осоково-гипновых [Лавренко, 1985].

В Средней Сибири к югу от южно-таежной подзоны в предгорьях Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна простирается широкая полоса светлохвойных травяных лесов, которые распространены до высоты 500–600 м над ур. м. и образуют пояс предгорных лесов – подтайгу. Основной древесной породой является сосна, которая господствует в восточной части территории и растет на почвах различного механического состава. Сосновые травяные леса местами с примесью лиственницы имеют простую структуру, их древостой одноярусный, сомкнутость крон от 0,2–0,3 до 0,5. Кустарниковый ярус развит слабо, мхов нет совсем [Любимова, 1964].

Наряду с сосной здесь распространена и лиственница сибирская, занимающая водоразделы и склоны. Береза повислая преобладает к западу от Енисея, осина встречается также в западной части, но гораздо реже, чем береза [Любимова, 1964].

Пихта и ель растут в долинах рек на высоких поймах и на низких и высоких надпойменных террасах, за исключением Кемчугской возвышенности, где пихтово-еловые леса покрывают вершины и склоны увалов.

Кедр встречается лишь на северо-западе подзоны, на отдельных участках надмойменных террас. Травяной покров в лесах высокий и густой, образован сибирским высокотравьем, который отличается разнообразными видами. В травяных лесах заметные площади занимают луга, которые наряду с лесами являются характерными элементами ландшафта [Любимова, 1964].

В Предбайкалье подтаежные леса распространены вдоль предгорий Восточного Саяна и Приморского хребта, они встречаются на выровненных невысоких водоразделах, а также на теневых и освещенных склонах. Подтаежные леса представлены сосновыми и лиственнично-сосновыми бруснично-травяными (прострел раскрытый – *Pulsatilla patens* s.l., водосбор сибирский – *Aquilegia sibirica*), злаково(коротконожка перистая, вейник наземный)-разнотравными (зигаденус сибирский – *Zigadenus sibiricus*, молочай северный – *Euphorbia borealis*) и орляково-крупнотравными лесами. Подлесок состоит из душекии кустарниковой. Сухие песчаные террасы, низкие склоны, а также берега вдоль рек занимают сосновые и лиственнично-сосновые травяно-брусничные и бруснично-толокнянковые леса. Местами на водораздельных увалах и их склонах разных экспозиций встречаются осиново-березовые и березово-осиновые орляково (*Pteridium aquilinum*)-разнотравные (ветреница длинноволосистая – *Anemone crinita*), осока серповидная – *Carex falcata* устойчиво производные леса [Дылис и др., 1965].

9.9. ПОДЗОНА ЛЕСОСТЕПИ

Отнесение лесостепной подзоны к зоне лесов или зоне степей является сложной задачей. Лесостепная подзона на обзорной карте растительности Западно-Сибирской равнины [Растительность..., 1976] находится в бореальной (таежной) зоне. Наряду с этим, на картосхеме “Зонально-провинциальное деление растительного покрова Западно-Сибирской равнины” [Растительный покров..., 1985] лесостепь отнесена к зоне степей, в Национальном Атласе России [Зоны и типы..., 2009] – к зоне широколиственных лесов. Очевидно, в Сибирском регионе, где широколиственные леса отсутствуют, целесообразнее выделять подзону лесостепи в таежной зоне, считая лесостепь самой южной ее подзоной.

В Западной Сибири растительные сообщества лесостепного типа характеризуются сочетанием лесных, лугово-степных и степных фитоценозов. В пределах подзоны лесостепи выделяются две широтные полосы северной и южной лесостепи. Зональной растительностью полосы северной лесостепи являются остепненные травяные осиново-березовые леса и злаково-разнотравные остепненные луга и луговые степи [Ильина, 1985].

В остепненных березняках Западной Сибири древостой представлен березой повислой, со слабо выраженным подлеском, состоящим из шиповника майского (*Rosa majalis*), жимолости татарской (*Lonicera tatarica*). Травостой высокий (до 1 м), густой (проективное покрытие 90 %), преобладает ксеромезофильное разнотравье – клубника (*Fragaria viridis*), лабазник обыкновенный (*Filipendula vulgaris*), зопник клубненосный (*Phlomis tuberosa*) и др. Эти остепненные березовые и осиново-березовые леса соче-

таются с богаторазнотравно-злаковыми луговыми степями и остепненными лугами и образуют полосу лесостепи. Эта широтная полоса охватывает Ишимскую равнину и Барабинскую низменность, а также центральную часть Приобского и Зауральского плато [Лавренко, 1985].

Остепненные сосновые леса распространены разобщенными массивами в пределах лесостепи. Они приурочены к песчаным отложениям в долинах крупных рек – Оби, Иртыша, Тобола, а также к древним лощинам стока Обь-Иртышского междуречья [Горчаковский, 1949]. Эти леса называют островными или ленточными борами, наиболее крупные из них – Притобольские и Приобские. Под пологом сосновых травяных и кустарничковых боров много степных видов, в том числе коренных компонентов степных сообществ (полынь замещающая – *Artemisia commutata*, ковыль перистый – *Stipa pennata*, овсяница валисская – *Festuca valesiaca*). Для некоторых сообществ характерен подлесок из караганы древовидной (*Caragana arborescens*), спиреи средней, кизильника черноплодного (*Cotoneaster melanocarpus*). Основу травостоя луговых степей, которые сочетаются с ленточными борами, составляет мезофильное разнотравье (лабазник обыкновенный, подмаренник настоящий – *Galium verum* и др.) и корневищные злаки (мятлик узколистный – *Poa angustifolia*, вейник наземный) [Лавренко, 1985].

Характерными для полосы южной лесостепи Западной Сибири являются более разреженные и занимающие меньшие площади березовые колки. В настоящее время большая часть этих лесостепных участков занята сельскохозяйственными землями, залежами, пастбищными угодьями [Лавренко, 1985].

Лесостепные комплексы Средней Сибири имеют островной характер, поэтому для них свойственно проникновение растительных сообществ, типичных в других подзонах. Ачинский, Красноярский и Канский лесостепные районы приурочены к предгорным и межгорным котловинам, которые разделены невысокими поднятиями Кемчугской возвышенности и Южно-Енисейского кряжа [Любимова, 1964].

Березовые, сосновые, местами лиственничные (*Larix sibirica*) травяные леса, занимающие водоразделы и пологие склоны, сочетаются с луговыми степями, приуроченными к плакорам или понижениям рельефа с условиями постоянного увлажнения. Эти луговые степи отличаются от всех других степных сообществ видовым разнообразием и сменой аспектов. В состав луговых степей входят такие красиво цветущие растения, как ветреница лесная (*Anemone sylvestris*), прострел желтеющий (*Pulsatilla flavescens*), лилия пенсильванская (*Lilium pensylvanicum*) и др. Крутые выпуклые склоны, где зимой снег сдувается и почвы сильно промерзают, занимают мелкодерновинные и полынно-ковыльные степные сообщества [Любимова, 1964].

В наиболее засушливой Канской, а местами и в Красноярской лесостепи среди березовых колков находятся простреловые степи, приуроченные к ложбинам и понижениям, в которых происходит накопление снега. По всей территории Красноярской, Канской и Ачинской лесостепей распространены комплексы из березовых лесов с подлеском кустарников (акация

древовидная, кизильник черноплодный, спирея средняя), местами – сосновые и лиственнично-сосновые леса, в травяном покрове которых преобладают лугово-степные виды (вейник тростниковидный, володушка золотистая – *Bupleurum longifolium* subsp. *aureum*, реброплодник уральский – *Pleurospermum uralense* и др.). Среди этих лесов на плоских склонах встречаются фрагменты ковыльно-разнотравных степей, а местами по склонам древних террас распространены разнотравно-луговые сообщества с обилием луговых, лугово-лесных и лесных мезофитов [Любимова, 1964].

По берегам многочисленных озер полосами разной ширины тянутся солончаки со своеобразной галофитной растительностью, видовой состав которых изменяется от степени минерализации озер, их химизма и характера озерной котловины. Луга степной зоны приурочены к долинам рек и озерным депрессиям. Во всех котловинах на речных и озерных террасах широко распространены чиевники с чием блестящим (*Achnatherum splendens*), которые разнообразны по своей экологии и образуют комплексы со степными и луговыми видами, а также с растениями солонцов и солончаков [Любимова, 1965].

В Предбайкалье лесостепные комплексы имеют также островное распределение и могут быть объединены в такие крупные группы, как Лено-Ангарская, Приольхонская и лесостепные участки Тункинской котловины, большая часть которых в настоящее время распахана [Дылис и др., 1965].

Лесостепные комплексы Предбайкалья представлены березовыми (*Betula platyphylla*) лесами, встречающимися в виде колков или полос разной ширины на склонах и водоразделах пологоувалистых равнин, а также на склонах нижних частей гор. Древостои, состоящие из берез, или с примесью лиственницы (*Larix sibirica*) и сосны, хорошо сомкнутые, но светлые, III–IV классов бонитета. Наиболее широко распространены разнотравные и разнотравно-злаковые березовые леса, возникшие на месте сосновых разнотравных лесов. Они характеризуются редким подлеском и разнообразным травяным покровом. Эти березовые леса сочетаются с фрагментами клубничников (*Fragaria viridis*) и богаторазнотравно-злаковыми луговыми степями, которые приурочены к блюдцевидным понижениям. На опушках березовых с примесью сосны и лиственницы лесов и вблизи скал встречаются остепненные кустарниковые заросли из спиреи средней, в их травяном ярусе заметную роль играет ковыль перистый и некоторые виды, имеющие в Предбайкалье восточную границу распространения, например, ушанка башкирская (*Otites baschkirorum*) [Дылис и др., 1965].

В Забайкалье лесостепные комплексы представлены сосновыми разнотравными и лиственничными рододендровыми лесами, а также березовыми рощами. С этими лесами перемежаются острова степных участков, которые местами приурочены к долинам рек и широким межгорным впадинам. В долинах рек (Джида, Селенга, Хилок) острова степей заняты преимущественно щебнистыми нителистниковыми – *Filifolium sibirica*, овсяницевыми (овсяница ленская – *Festuca lenensis*) и житняково-ковыльными (житник гребенчатый – *Agropyron cristatum*, ковыль Крылова – *Stipa krylovii*) сообществами с пятнами солончаков, распространены также полынные с полынью холодной (*Artemisia frigida*) степи.

В межгорных понижениях среди лесов сохранились овсяницевые, нителистниковые и крупнозлаковые степные участки, которые из-за нарушений превратились в полынные (полынь однолетняя – *Artemisia annua*) и тонконоговые (тонконог гребенчатый – *Koeleria cristata*). Почти полностью распаханы степные сообщества в дельте Селенги и долинах других рек. Для степных районов Забайкалья характерны также пятна остепненных кустарников с караганой колючей (*Caragana spinosa*) и абрикосом сибирским (*Armeniaca sibirica*), а также зарослями лапчатки трехпарной (*Potentilla tergemina*) и таволги водосборолистной (*Spiraea aquilegifolia*) [Дылис и др., 1965].

Даурская лесостепь отличается чернoберезовыми лесами из березы черной или даурской (*Betula davurica*), она занимает восточные районы в междуречье Шилки и Аргуни. Эти леса сохранили в составе подлеска и травяного покрова реликтовые дауро-маньчжурские и восточно-азиатские виды, которые в настоящее время встречаются в дубовых лесах Амурской области [Дулепова, 1993].

В Центральной Якутии лесостепные комплексы встречаются в таежной зоне отдельными островами среди лесных массивов. В лесостепных районах и районах распространения аласов леса представлены редкостойными травяными лиственничниками, с примесью березы. Древостой высокий (до 25 м), подлесок редкий, травяной покров очень разнообразен и состоит из полыней, бобовых, злаков и лугово-степных осок. Здесь же отмечаются лиственничные толокнянковые леса.

На довольно больших площадях произрастают остепненные сосновые и березовые леса. Все перечисленные выше леса сочетаются с остепненными лугами и луговыми степями, которые встречаются в бассейне средней Лены и занимают небольшие площади. Они располагаются по надпойменным террасам и по южным крутым склонам, а также по периферии приозерных (аласных) понижений.

Для центрально-якутских остепненных лугов и луговых степей характерно обилие степных дерновинных злаков, таких как овсяница ленская и тонконог гребенчатый, а местами ковыль волосатик (*Stipa capillata*). Остепненные сообщества обильно представлены полынями (эстрагон – *Artemisia dracunculus*, якутской – *A. jacutica*, пушистой – *A. pubescens* и др.), встречаются бобовые. Из степных кустарников произрастают: спирея средняя, астрагал полукустарниковый (*Astragalus suffruticosus*), кизильник черноплодный, боярышник даурский (*Crataegus dahurica*) и др. [Караваев, 1965].

9.10. СТЕПНАЯ ЗОНА

К югу от зоны тайги (подзоны лесостепи) тянется широкая полоса зоны степи, которая уходит за пределы государственной границы России и продолжается в Казахстане, Монголии, Китае. В пределах Западной Сибири остается лишь узкая полоса, расширяющаяся у подножий Уральских гор и Алтае-Саянской горной страны. Восточнее степи встречаются довольно большим массивом в Юго-Восточном Забайкалье, в междуречье Шилки и Аргуни, продолжаясь от границы с Монголией.

На юге Западно-Сибирской равнины находится подзона разнотравно-дерновинно-злаковых степей. Зональными здесь являются разнотравно-ковыльные (ковыль Залесского – *Stipa zalesskii*) степи, которые сейчас почти полностью распаханы. Значительные площади занимают сообщества галофитных (овсяница валисская – *Festuca valesiaca*, полынь понтийская – *Artemisia pontica*), псаммофитных (ковыль перистый, овсец пустынный – *Helictotrichon desertorum*) и кальцефитных (ковыль Коржинского – *Stipa korshinskyi*, полынь эстрагон) вариантов этих степей [Ильина, 1985]. Здесь же распространены заволжские богаторазнотравно-злаковые луговые степи. На юге и юго-востоке Западно-Сибирской равнины довольно большие площади занимают западно-сибирские богаторазнотравно-злаковые луговые и разнотравно-дерновиннозлаковые степи [Растительность..., 2009].

В Восточном Забайкалье через границу с Монголией переходит довольно крупный массив степей. Они представлены богаторазнотравно-злаковыми луговыми, разнотравно-дерновиннозлаковыми (*Stipa baicalensis*, *Leymus chinensis*) и дерновиннозлаковыми (*Stipa krylovii*) степями [Растительность..., 2009]. Этим степям присущи многие признаки горных степей Монголии, отличающиеся насыщенностью высокогорными элементами, которые свойственны субальпийскому и альпийскому поясам. Менее континентальный климат Забайкалья, по сравнению с Монголией, способствует обогащению забайкальской степной растительности луговыми и лесными видами, среди которых в Восточном Забайкалье имеются представители неморальной дальневосточной флоры [Дылис и др., 1965].

9.11. ГОРНЫЕ РАЙОНЫ

Высотно-поясные особенности рельефа в географических регионах Сибири, таких как Западная, Средняя, Южная, Северо-Восточная Сибирь, проявляются по-разному. В пределах этих регионов расположены крупные горные системы Южной Сибири – Алтай, Западные и Восточные Саяны, Танну-Ола, хребты Прибайкалья и Забайкалья. На северо-восток от Байкала располагаются горные хребты Станового нагорья (Байкальский, Верхнеангарский, Баргузинский и др.). В Якутии горные системы представлены Верхоянским, Алдано-Учурским, Джугджурским хребтами, Колымским нагорьем и др.

Высотно-поясная дифференциация растительности гор зависит от широтного положения и протяженности горной системы, а также ее высоты, крутизны, экспозиции склонов и др. Типы поясности растительности гор чрезвычайно разнообразны. В Национальном атласе России для Сибири показано более 30 типов высотной поясности [Зоны и типы..., 2009].

На горных хребтах почти всей Северной Азии развиты горно-таежные, субальпийские и альпийские высотные пояса растительности, местами встречается лесостепной пояс, который в Туве, Хакасии, а также на юге и юго-востоке Алтая дополняется степным [Малышев, Пешкова, 1984]. Самый нижний горно-подгорный пояс соответствует широтной зоне растительности, в которой находится горная система или горный хребет. Верх-

няя граница леса часто является верхней границей лесного пояса, за которой начинается растительность высокогорий – зарослей подгольцовых кустарников, горных тундр, альпинотипных лугов [Малышев, Пешкова, 1984].

9.12. ГОРНЫЕ ТУНДРЫ

На Алтае горные тундры распространены на высотах 2400–3000 м над ур. м., они представлены кустарниковыми (березка тощая, рододендрон золотистый – *Rhododendron aureum*, ива сизая), мохово-лишайниковыми (*Aulacomnium turgidum*, *Dicranum elongatum*, *Flavocetraria cucullata*), луговыми (овсяница овечья – *Festuca ovina*, осока мечелистная – *Carex bigelowii* subsp. *ensifolia*, мытник Эдера – *Pedicularis oederi*) и каменистыми тундрами. Выше располагаются ледники и крутые скалы, на которых растительность отсутствует и лишь местами встречаются накипные лишайники, некоторые виды мхов и водорослей [Куминова, 1960].

В Восточном Саяне горные тундры, покрывающие вершины и перевалы, состоят из кустарничковых (шикша сибирская – *Empetrum sibiricum*, дриада острозубчатая – *Dryas oxyodonta*), мохово-лишайниковых (*Aulacomnium turgidum*, *Dicranum elongatum*), травяных (ожика спутанная – *Luzula confusa*, соссюрея скученная – *Saussurea congesta*) и дриадовых сообществ. Вершины, с которых сдувается снежный покров, покрыты кустарничковыми тундрами с шикшей, арктоусом альпийским – *Arctous alpina*, минуарцией арктической – *Minuartia arctica* и другими аркто-альпийскими кустарничками и травами [Любимова, 1964].

Промежуточное положение между горными тундрами Восточного Саяна и Верхоянского хребта занимают горные тундры в хребтах Прибайкалья и Станового нагорья. В этих тундрах преобладают мхи, лишайники и кустарнички и в зависимости от местоположения развиваются сухие или сырые тундры. Развиты цетрариевые (*Flavocetraria nivalis*, *F. cucullata*) сообщества, местами с кустарничками (кассиопея вересковидная – *Cassiope ericoide*). На Баргузинском хребте развита дриадовая (*Dryas punctata*) тундра. Верхние части гольцового пояса занимают каменистые тундры, где большая часть поверхности остается голой. На горных понижениях расположены осоково-моховые, кустарничково-моховые и лишайниково-моховые тундры [Высокогорная флора..., 1972].

В Якутии горные тундры приурочены к абсолютным высотам от 900 до 1400 м над ур. м. На Верхоянском хребте высокие склоны выше 1300 м заняты горными, фрагментарно размещающимися лишайниковыми (*Alectoria* spp., *Cetraria* s.l. spp.) тундрами с единичными травянистыми видами (лапчатка изящная – *Potentilla elegans*, ожика мелкоцветковая – *Luzula parviflora*, соссюрея скученная – *Saussurea congesta*). Пятна тундр из *Flavocetraria nivalis*, *Alectoria ochroleuca*, *Stereocaulon paschale* на вершинах самых высоких (около 2000 м) хребтов сочетаются с холодными арктическими пустынями [Высокогорная флора..., 1972].

На Джугджурском хребте горные тундры распространены на высотах от 900–1200 м над ур. м. и поднимаются до 1800 м, охватывая также плоские водоразделы. Пологие склоны заняты лишайниковыми тундрами,

для которых характерен сплошной лишайниковый (*Cladonia arbuscula* s.l.) покров с одиночными видами трав (соссюрея острозубчатая – *Saussurea oxyodonta*, рябинник Палласа – *Sorbaria pallasii*, камнеломка северная – *Saxifraga hyperborea*) и кустарничков (кассиопея вересковидная, рододендрон Редовского – *Rhododendron redowskianum*, дриада восьмилепестная – *Dryas octopetala*) [Высокогорная флора..., 1972].

9.13. АЛЬПИЙСКИЕ И СУБАЛЬПИЙСКИЕ ЛУГА

На Алтае альпийские и субальпийские луга занимают склоны и вершины на высотах 2000–2600 м над ур. м. Альпийские луга отличаются большим видовым разнообразием и красиво цветущими низкотравными видами – водосбор железистый (*Aquilegia glandulosa*), лук скорода (*Allium schoenoprasum*), горечавка крупноцветковая (*Ciminalis grandiflora*) и др. Субальпийские луга приурочены к склонам ближе к переходной полосе от гольцового к подгольцовому поясу, они имеют красочный вид и довольно высокий травостой, часто с видами из высокотравья (соссюрея длиннолистная – *Saussurea latifolia*, купальница Саянская – *Trollius sajanensis*, крючковатая – *T. uncinatus*) [Куминова, 1960].

В Саянах в местах снежных пятен распространены низкотравные альпийские луга, основными видами которых являются красивоцветущие травы: водосбор железистый, змееголовник крупноцветковый (*Dracocephalum grandiflorum*) и др. Среди альпийских лугов значительные пространства заняты россыпями-курумами и каменными полями, которые часто спускаются в пределы лесного пояса. Ниже по склонам расположены субальпийские высокотравные луга, которые состоят из аконита белоустого (*Aconitum leucostomum*), чемерицы Лобеля (*Veratrum lobelianum*), володушки золотистой и других видов. Местами, где на поверхность выходят коренные породы, появляются кустики различных видов рододендронов [Любимова, 1964].

На Баргузинском хребте, Хамар-Дабане и Саяно-Джидинском нагорье значительные площади заняты пустошными лугами, которые появляются в местах поздно оттаивающих снежников. Пустошные луга представляют собой редкую одноярусную растительность с преобладанием дифазиаструма альпийского (*Diphasiastrum alpinum*) и сиббальдии распростертой (*Sibbaldia procumbens*) [Высокогорная флора..., 1972].

На Становом нагорье распространены нивальные и приручьевые низкотравные альпийские луга, травостой которых также разнообразен и состоит из ожики сибирской (*Luzula sibirica*), змеевика живородящего (*Bistorta vivipara*), лапчатки холодной (*Potentilla gelida*) и др. Эти луга часто сочетаются с зарослями карликовых ив Турчанинова (*Salix turczaninowii*) и Назарова (*S. nasarovii*). Субальпийские луга занимают площади ближе к подгольцовому поясу в местах, где кустарниковый ярус разрежен. Их видовой состав довольно богат, часто встречаются водосбор железистый, ветреница сибирская (*Anemone sibirica*), осока темнейшая (*Carex aterrima*) и др. [Высокогорная флора..., 1972].

9.14. ПОДГОЛЬЦОВЫЕ РЕДКОЛЕСЬЯ И ЗАРОСЛИ КУСТАРНИКОВ

На Алтае на высотах более 1000 м над ур. м. на севере и около 2000 м на юге и юго-востоке распространен подгольцовый пояс – переходный от горных тундр к горно-таежному поясу. Местами этот пояс представлен зарослями ерника, которые в верхней части сочетаются с травянистыми лугами, а в нижней – с редко стоящими деревьями кедра и лиственницы. Часто подгольцовый пояс состоит из кедровых и лиственничных редколесий, в травяном покрове которых встречается субальпийское разнотравье, а безлесные площади заняты высокотравными лугами [Куминова, 1960].

В Саянах на высоте около 2000 м заросли подгольцовых кустарников образуют самостоятельный пояс, сочетающийся с криволесьями, в которых кедры и пихты имеют низкий рост, а древостой сильно разрежен. На хр. Агульские Белки имеются березовые криволесья с эндемичным видом березы саянской (*Betula sajanensis*), которая близка к березе пушистой. Разреженные березовые леса чередуются с луговыми полянами, состоящими из субальпийского высокотравья. В местах скопления снега довольно большие площади заняты ерником (*Betula rotundifolia*), а также мелкими кустарниковыми ивами, реже рододендронами [Любимова, 1964].

В горах Забайкалья также распространены подгольцовые заросли кедрового стланика (*Pinus pumula*), который достигает западного предела своего распространения на Байкальском хребте и Хамар-Дабане. В флорогенетическом отношении кедровый стланик представляет охотский флористический элемент, связанный с условиями влажного тихоокеанского климата [Любимова, 1964].

В Северном Прибайкалье и Становом нагорье большое значение имеет березка Миддендорфа (*Betula middendorffii*), которая произрастает в тех же условиях, что и кедровый стланик, но поднимается выше кедрового стланика и разрастается на его месте после пожаров. Кедровый стланик на Становом нагорье завершает верхнюю границу леса на высотах от 1000 до 1700 м, при этом слишком высокий снежный покров и, следовательно, позднее оттаивание приводят к вытеснению кедрового стланика альпийскими и субальпийскими лугами [Дылис и др., 1965].

В Якутии подгольцовый пояс представлен в основном зарослями кустарников (кедровый стланик, душекия кустарниковая, ива клинолистная – *Salix sphenophylla*, березка Миддендорфа) с единичными карликовыми лиственницами Гмелина [Караваев, 1965].

На Верхоянском хребте на высотах выше 1100 м над ур. м. в подгольцовом поясе на склонах господствуют заросли кедрового стланика, которые в верхней части разрежены, а в их покрове сохраняются растения, типичные для горных тундр, ближе к границе леса появляются лиственничные лишайниковые редколесья [Караваев, 1965].

На Джугджурском хребте подгольцовый пояс на высотах 900–1200 м представлен зарослями кедрового стланика, с примесью березы шерстистой (*Betula lanata*) и душекии кустарниковой. В нижней части подгольцового пояса в зарослях кедрового стланика наблюдаются одиночные деревья

лиственницы, ели, березы каменной (*Betula ermanii*) [Шлотгауэр, 1978; Пармузин, 1985].

9.15. ГОРНО-ТАЕЖНАЯ РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

На Алтае верхние части горных склонов заняты кедровыми редколесьями, к которым вблизи границы леса примешиваются субальпийские луговые виды растений. Ниже на склонах растут лиственничные и лиственнично-березовые леса до высоты 1500 м над ур. м., которые чередуются с чистыми кедровыми лесами. В нижних частях западных склонов, где увлажнение больше, на склонах формируется сырая пихтовая тайга. Для этих местообитаний также характерен пояс черневой тайги с густым и разнообразным травяным покровом из аконитов, папоротников, змееголовника. Здесь же встречаются болота и влажные горные луга [Куминова, 1960].

В Саянах на западных горных склонах произрастают темнохвойные леса, спускающиеся до подножия гор. Встречаются чистые пихтовые и кедровые насаждения, причем пихтовые леса приурочены к участкам, где выпадает больше осадков, а кедровые к более сухим склонам. Ель вместе с пихтой растет по речным долинам. Большие площади заняты пихтово-кедровыми с покровом из крупнотравья (борец северный – *Aconitum septentrionale*, реброплодник уральский, дельфиниум высокий – *Delphinium elatum* и др.) лесами. Распространены пихтово-кедрово-еловые разнотравные с преобладанием борца северного и вейниково-высокотравные леса. Эти леса сходны с высокотравными лесами Алтая. Широко развиты также пихтовые, пихтово-еловые и кедровые моховые леса с подлеском из жимолости алтайской, рябины сибирской, местами смородины. Кустарничковый ярус состоит из черники и брусники. В травяном покрове господствует таежное мелкотравье, почва сплошь покрыта зелеными мхами.

В Прибайкалье широко распространены леса из кедра, который может расти в очень разных условиях горного рельефа – на освещенных и теневых горных склонах различной крутизны, вершинах хребтов и нагорий, речных террасах и днищах долин и других местообитаниях, отличающихся повышенной влажностью воздуха, пониженными температурами и холодными почвами. Для Прибайкалья и юго-западной части Забайкалья характерны также полидоминантные темнохвойные (из кедра, пихты, ели) леса, занимающие значительные площади возвышенных водоразделов и горных склонов. Елово-пихтово-кедровые и кедрово-еловые леса произрастают в верховьях Лены, на междуречье Лены и Ангары, в Приангарье, на северном склоне Хамар-Дабана, на западном склоне Баргузинского хребта, в верховьях Чикоя и Онона и других районах. С каждым годом темнохвойная тайга из-за пожаров резко сокращает свои площади [Дылис и др., 1965].

В Предбайкалье и Забайкалье, кроме темнохвойных лесов, распространены лиственничные леса из лиственниц Гмелина и сибирской, которые занимают склоны от верхнего предела лесной растительности и спускаются до шлейфов гор. Обе лиственницы образуют чистые редколесья или с

примесью кедра, пихты, ели, шерстистой березы. На каменистых склонах в верхней части лесного пояса встречаются лиственничники с подлеском из кедрового стланика, а в южных районах Забайкалья обе лиственницы проникают в степи и участвуют в формировании лесостепей [Дылис и др., 1965].

На Становом нагорье и Витимо-Олекминском среднегорье большие площади занимают лиственничные из лиственниц сибирской и Гмелина ерниковые леса. На крутых каменистых северных склонах на высоте 1100 м встречаются бадановые (*Bergenia crassifolia*) лиственничники. Очень часто лиственничные леса появляются на месте темнохвойных лесов после пожаров [Дылис и др., 1965].

Горно-таежные леса Южной Якутии состоят в основном из лиственницы Гмелина, местами с участием темнохвойных пород. Ближе к верхней границе леса на высотах 900–1400 м древостой довольно редкий и чередуется с сообществами подгольцовых кустарников (березка Миддендорфа, кедровый стланик, местами рододендрон золотистый), которые занимают довольно большие площади. Ниже по склонам леса из лиственницы Гмелина становятся высокоствольными, густыми и обогащаются подлеском из рябины, ивы, душекии. В травяно-кустарничковом ярусе доминирует болотник. Моховой и лишайниковый покров очень мощный [Караваев, 1965].

На Верхоянском хребте высокие склоны занимают редколесья из лиственницы Гмелина в сочетании с кустами кедрового стланика. Берега горных рек заняты горно-долинными кустарниками, а также чозениево-тополевыми лесами и лиственничными (лиственница Гмелина) редколесьями с подлеском из кедрового стланика и душекии. В горных долинах распространены ельники. На склонах средней высоты встречаются горно-таежные редкостойные лиственнички с покровом из ягеля. Низкие склоны заняты заболоченной лиственничной (лиственница Гмелина) тайгой. На моренных холмах на высоте ниже 400 м появляется сосна [Караваев, 1965].

Горный хр. Джугджур, являющийся водоразделом бассейна Алдана и Охотского моря, характеризуется среднегорным рельефом. Верхние границы горно-таежного пояса проходят на разных высотных уровнях – 1000–1100 м над ур. м. на западе и около 900 м – на востоке. Западные склоны этого хребта заняты лиственничными из лиственницы Гмелина лесами, на восточных – распространена горная тайга охотского типа. Основной лесообразующей породой здесь является ель аянская. Высокие склоны заняты лиственничными и еловыми редколесьями с подлеском из кедрового стланика [Шлотгауэр, 1978].

9.16. ГОРНЫЕ СТЕПИ

На Алтае горные степи простираются от подножий гор, по южным склонам, а также по речным долинам и чередуются с лиственничными редколесьями. Местами степной пояс протягивается от равнин Казахстана, начинаясь от высот 300–400 м, и поднимается по горным склонам до 2000–2400 м. Горные степи часто встречаются в межгорных котловинах

(Курайской, Чуйской, Уймонской, Самаха) на высотах 1500–1900 м над ур. м., они окружены горными хребтами и горными массивами. Степи Чуйская, Курайская и Самаха бедны по видовому составу и структуре, их сообщества представлены разреженными группировками из ковыля восточного (*Stipa orientalis*), трехбородника китайского (*Tripogon chinensis*), астеротамнуса разнохохолкового (*Asterothamnus heteropappoides*) и др. Уймонская степь отличается относительно влажным климатом, поэтому ее растительность более разнообразна и представлена перловником трансильванским (*Melica transsilvanica*), тонконогом алтайским (*Koeleria altaica*), зубровкой голой (*Hierochloë glabra*) и др. [Куминова, 1960].

Высокогорные лугово-степные участки развиты в юго-восточной части Восточного Саяна, в бассейнах верховьев Иркута и Оки и приурочены к южным склонам и широким днищам межгорных понижений. В высокогорных лугово-степных сообществах господствуют кобрезия нителистная (*Kobresia filifolia*), ковыль байкальский (*Stipa baicalensis*) и др. На границе с гольцовым поясом эти высокогорные лугово-степные участки замещаются альпийскими пустошами с доминированием кобрезии [Любимова, 1964].

Особо интересна Тувинская котловина, располагающаяся на высотах от 600 до 900 м над ур. м. Она представляет собой холмисто-равнинную степную местность, покрытую богатой горно-степной растительностью из ковыля байкальского, овсяницы ложноовечьей (*Festuca pseudovina*), тонконога алтайского и луковичных растений (тюльпан одноцветковый – *Tulipa uniflora*) [Любимова, 1964].

В Приангарье и Ольхонском районе каменистые песчаные горные склоны световых экспозиций занимают степи из остролодочника голубого (*Oxytropis coerulea*). Небольшими фрагментами эти степи встречаются и в Забайкалье [Пешкова, 1972]. В Ольхонском районе по побережью Байкала на скалах повсеместно распространены полосы степной растительности с участием кустарников – караганы карликовой (*Caragana pygmaea*), кизильника черноплодного, спиреи извилистой (*Spiraea flexuosa*) в покрове с многолетними травами [Касьянова, 2004].

В Забайкалье горные степи располагаются по горным склонам на высотах около 700 м над ур. м. и спускаются до нижней границы леса. Наиболее распространены нителистниковые степи, которые более характерны для Восточного Забайкалья, хотя встречаются в Западном Забайкалье – в Джидинском и Кяхтинском районах. На крутых каменистых склонах преимущественно южных экспозиций находятся степи из овсяницы ленской, немного ниже на горных склонах – мятликовые (мятлик кистевидный – *Poa botryoides*) степные сообщества, которые встречаются и по днищам котловин и теневым склонам. Значительные площади занимают полынные (полынь холодная), лапчатковые (из лапчатки бесстебельной – *Potentilla acaulis*), тимьяновые и полидоминантные (проломник седой – *Androsace incana*, астра альпийская – *Aster alpinus* s.l. и др.) степи [Пешкова, 1972, 1974].

В Якутии горные степи занимают в некоторых районах значительные площади. Они приурочены к горным долинам бассейнов Яны, Колымы,

Индигирки. Типичные степные участки на маломощных горно-степных почвах представлены разнообразными сообществами – ковыльными, мятликовыми, тонконоговыми, житняковыми, осоковыми и др. В степях Якутии присутствуют многие виды степных злаков (ковыль волосатик и ковыль Крылова), осок (осоки малоцветковая – *Carex pauciflora* и аргунская – *C. argunensis*), разнотравья (полынь арктосибирская – *Artemisia arctisibirica*, звездчатка якутская – *Stellaria jacutica*, овсец Крылова – *Helictitrichon krylovii*) [Караваев, 1965].

* * *

Такова в общих чертах растительность Сибири, характеризующаяся громадным флористическим и структурно-ценотическим разнообразием. Зонально-подзональные и высотно-поясные закономерности в ее структуре отвечают региональным природно-ландшафтным условиям ее современного развития. В настоящее время она испытывает на себе большое влияние различных антропогенных факторов, уже нашедших свое отражение в значительных структурных нарушениях. На больших площадях промышленные рубки древесины и лесные пожары уже привели к замене коренных растительных сообществ разнообразными малоценными вторичными (производными) сообществами. Значительные площади степной и лесостепной растительности переведены в сельскохозяйственные угодья. Несмотря на такие большие антропогенные нарушения, растительность Сибири остается наименее нарушенной частью Биосферы, выполняющей свои разнообразные средоформирующие и средозащитные функции, значение которых имеет глобальный характер. В то же время трудно переоценить ее социальное и эстетическое значение для жителей сибирских регионов или для людей, посещающих Сибирь с рекреационными целями. Поэтому она нуждается в серьезной научно обоснованной государственной стратегии в политике охраны и рационального природопользования, направленного на поддержание ее спонтанного эволюционного развития и сохранение всего функционального, флористического и структурно-ценотического разнообразия.

Глава 10

ЖИВОТНЫЙ МИР

Благодаря огромной территории и разнообразию природно-климатических условий в Сибири находится значительная часть фаунистического фонда Евразии. В ней обитает более 1500 видов наземных позвоночных, к числу которых относятся представители четырех классов – млекопитающие, птицы, пресмыкающиеся и земноводные. Особый интерес в составе биосферы представляют беспозвоночные животные. Они объединены в 70 классов, включающих от самых примитивных – простейших организмов – до наиболее сложно устроенных – ракообразных и насекомых. В настоящее время в мировой фауне только насекомых известно более 1 млн видов, а общее количество беспозвоночных, по предварительным подсчетам, составляет не менее 4–5 млн. Имея широкий спектр жизненных форм, они населяют самые разнообразные местообитания – от горячих источников и раскаленных песков пустынь до глубинных пещер и островов Антарктики.

На территории Сибири можно наблюдать зональную смену животного населения – от арктических пустынь и тундр, таежных и смешанных лесов до настоящих степей южно-сибирского типа и высокогорных областей юга макрорегиона с хорошо выраженной высотной поясностью в распределении животных.

Своеобразие ландшафтно-экологических условий создает предпосылки формирования уникальных природных объектов с большим количеством редких видов и высоким ценотическим и видовым разнообразием, наличие рефугиальных зон на территории Сибири обеспечивает сохранение пустынно-степных и неморальных реликтов прошлых геологических эпох [Уникальные объекты..., 1990].

На юге Сибири сходятся и перекрываются периферии ареалов фаунистических комплексов сибирского, европейского, средиземноморского типов, сюда доходят представители фаун китайского, монгольского и тибетского типов. В Прибайкалье проходят гра-

ницы ареалов ряда видов – обыкновенной гадюки, серой куропатки, дерябы, садовой камышевки, вяхиря, иволги, алтайского крота, обыкновенной бурозубки, водяной, темной и узкочерепной полевок, барсука и др. [Матюшкин, 1976; Боркин, 1984; Редкие... животные..., 1996].

Фаунистическая и экологическая изученность современного состояния фауны наземных животных территории Сибири далеко не равнозначна. Наиболее полные сведения накоплены о промысловых видах, паразитических и кровососущих членистоногих, вредителях сельскохозяйственных и лесных культур, а также об эндемичной байкальской фауне. Изучение животных, не имеющих большого практического значения, находится в зависимости от интересов специалистов по систематике и фаунистике отдельных групп различных регионов.

Ряд региональных обобщений по крупным систематическим либо экологическим группам животных в виде монографий, определителей выполнены более 20–30 лет назад. В последние годы были продолжены исследования животного мира Сибири, получены новые данные по фауне и экологии позвоночных и беспозвоночных животных, издан ряд обзорных работ [Мордосов, 1997; Вартапетов, 1998; Блинова, Блинов, 1999; Литвинов, 2001; Вольперт, Шадрина, 2002; Лямкин, 2002; Равкин, 2002; Равкин Е.С., Равкин Ю.С., 2005; Жуков, 2006; Равкин, Ливанов, 2008; Торопов, 2008, 2012; Цыбулин, 2009; Юдкин, 2009; Торопов, Граждан, 2010; Щепина и др., 2010; Баранов, 2012; Виноградов, 2012; Чернов и др., 2014; и др.].

Большой объем специальной информации по животному миру территории Сибири представлен во втором томе “Природа и экология” Национального атласа России, изданного в 2004 г. Раздел “Животный мир” содержит карты, отображающие характеристики населения высших позвоночных животных: “Видовое разнообразие наземных позвоночных” в масштабе 1:40 000 000, “Суммарное обилие наземных позвоночных” (М-б 1:40 000 000), “Наземные позвоночные” (М-б 1:15 000 000), “Млекопитающие” (М-б 1:15 000 000), “Грызуны и пищухи” (М-б 1:15 000 000), “Ареалы распространения грызунов, включенных в Красную книгу Российской Федерации” (М-б 1:40 000 000), “Земноводные и пресмыкающиеся” (М-б 1:30 000 000), “Птицы” (М-б 1:15 000 000) и “Рыбы внутренних вод” (М-б 1:30 000 000) [Национальный атлас..., 2004]. Эти материалы дают возможность на расширенной информационной основе рассмотреть географические закономерности дифференциации животного населения природных зон Сибири.

Для настоящего обзора нами дополнительно использованы последние издания красных книг различного административного уровня: Красная книга Читинской области и Агинского Бурятского автономного округа (животные) (2000), Красная книга Российской Федерации (животные) (2001), Красная книга Республики Саха (Якутия) (2003), Красная книга Усть-Ордынского Бурятского автономного округа (2003), Красная книга Республики Бурятия: Редкие и исчезающие виды животных (2005), Красная книга Республики Алтай. Животные (2007), Красная книга Новосибирской области (2008), Красная книга Иркутской области (2010).

Основу животного мира Сибири составляют арктический, субарктический, таежный, степной и горно-таежный фаунистические комплексы. Наиболее широко распространена таежная фауна, древнее ядро которой сформировалось в Восточной Сибири в Байкальском регионе.

10.1. ХАРАКТЕРИСТИКА ЖИВОТНОГО НАСЕЛЕНИЯ ПРИРОДНЫХ ЗОН

Анализ современной фауны наземных животных Сибири показал, что она сформировалась на фоне природно-зонального облика ландшафтов, и ее распределение подчиняется известным, хорошо выраженным закономерностям: широтной географической зональности на равнинах и высотной поясности в горах.

Широтная зональность в распространении животных вполне соответствует зональности растительного покрова и почв. Она обусловлена той же причиной – различным притоком солнечной энергии, увеличивающимся с севера на юг. Особенно хорошо зональность выражена на равнинных территориях.

Вертикально-поясное распределение животных в горах во многом повторяет их зональное распределение на равнинах. У подножия гор обычно распространены группировки животных соответствующих зон – лесных, лесостепных или степных. Выше они сменяются горно-лесными группировками склонов, наиболее хорошо увлажняемых дождями, а вершины хребтов и предледниковые участки занимают горно-луговые виды, в глубине континентов часто с большим участием горно-степных, а нередко и горно-тундровых, например, на Алтае, Саянах и Хамар-Дабане.

При характеристике населения животных Сибири целесообразнее всего придерживаться зонального принципа его структурной организации, а горных территорий – высотно-поясной структуры ландшафтов.

10.1.1. Тундровая зона

Для животного населения арктических пустынь и тундры характерны бедность видового состава, однородность на всем протяжении, часто циркумполярное распространение, преобладание морских животных.

Разнообразие позвоночных животных арктических пустынь представлено небольшим числом видов, адаптированных к суровым условиям существования, а именно: многолетняя мерзлота и широкое распространение заболоченных участков, скудная растительность, короткий вегетационный период, господство сильных ветров, сопровождающееся образованием наста зимой, а следовательно, – ограниченность кормовых ресурсов, отсутствие надежных укрытий и т. п.

Фауна полярной тундры, как и флора, намного беднее видами, чем другие зоны Сибири: здесь обитают песец, белый медведь, северный олень. Из мелких млекопитающих типичны пеструшки (лемминги), полевка Миддендорфа, населяющие осоково-сфагновые болота. Сибирский лемминг, широко распространенный вместе с копытным леммингом и узкочерепной полевкой, относится к самым массовым видам грызунов северной тундры. Из птиц повсеместно распространены белая и тундряная куропатки, по-

морники, белая или полярная сова – типичные обитатели тундры. На скалистых берегах многочисленны гнездовья морских птиц (кайры, бургомистры, моевки, люрики, белые чайки, полярные крачки, чистики, глупыши, гаги и др.). Белая чайка – единственный вид среди арктических птиц, который остается круглый год в пределах Северного Ледовитого океана. Серебристая чайка в высоких арктических широтах заселяет берега морей и крупных озер, низовья рек, болота. В арктических и типичных тундрах на каменистых берегах, часто на небольших скалистых островах, в устьях рек и на мелких озерах гнездятся гаги – сибирская, обыкновенная и гребенушка. Вдоль арктического побережья обитают краснозобики, песочники, пуночки, морянка, камнешарка, галстучник и др.

По сравнению с ледяной зоной животный мир южной тундры значительно богаче и разнообразнее, но также представлен малым числом видов. Животное население тундр изобильно в летнее время, когда возвращаются виды, откочевывающие на зиму в лесотундру и на север тайги, прилетают перелетные птицы. Животные хорошо приспособлены к низким температурам воздуха и продолжительному периоду снежного покрова. Большинству животных свойственны светлая окраска, густой мех и толстый слой подкожного жира.

Широко распространены в тундре северный олень, заяц-беляк, песец, волк, лисица, горностай, ласка. Из зоны тайги в южную часть тундры заходят лось, бурый медведь, изредка – росомаха [Егоров, Наумов, 1965]. Крайний северо-восток Сибири, восточнее р. Лена, населяют американский и арктический суслики. Из мелких млекопитающих обитателями тундры являются сибирский и копытный лемминги, северная пищуха, а также полевки – Миддендорфа, стадная, экономка, красная, красно-серая и узкочерепная. Из насекомоядных в тундре встречаются бурозубки: плоскочерепная, арктическая (тундряная), средняя и крупнозубая.

В составе орнитофауны типичны белолобый гусь, черная казарка, тундровый гусь-гуменник, малый лебедь, галстучник, мохноногий канюк, полярная сова и др. Тундру населяют и широко распространенные виды: белая и тундряная куропатки, белая сова, чечетки – тундряная и обыкновенная, ворон, шилохвость, кречет, сапсан. В восточной части азиатской тундры известны стерх, розовая чайка, канадский журавль, американский бекасовидный веретенник. На севере Якутии стерх гнездится на сильно увлажненных равнинных территориях тундры [Якутия, 1965]. В приморских тундрах от дельты Лены до Чаунской низменности преобладает восточная популяция малого лебедя, встречается желтобрюхий лемминг. Эндемик тундр Западной Сибири – краснозобая казарка, населяет крутые каменистые берега рек и озер в сухих участках тундры [Красная книга Республики Алтай..., 2007]. В западно-сибирских тундрах гнездится золотистая ржанка. Как и тулес, в гнездовой период она держится на более сухих участках тундры. В типичных тундрах обитает бурокрылая ржанка.

В связи с широким распространением в тундре водоемов, богатых рыбой, моллюсками и другими беспозвоночными, в ней наблюдается обилие водоплавающих птиц. В составе орнитофауны доминируют кулики и гусиные, а также морские птицы: чайки, кайры, крачки. Здесь, в равнинных

тундрах с богатой сетью водоемов, гнездится более 70 видов: гусь-гуменник и белолобый, гусь-пискулька, длинноносый крохаль, из уток – морянка, чистик, чирок-свистунок, гага-гребенушка, синьга, турпан, шилохвость, морская чернеть, очень много куликов (золотистая ржанка, мородунка, кулик-сорока, хрустан, чернозобик, кулики-плавунчики – плосконосый и круглоносый, песочники и др.), а из воробьиных обилен краснозобый конек. Все птицы, за исключением куропаток и белой совы, на зиму улетают. Южно-тундровый орнитокомплекс дополняют белоклювая, чернозобая и краснозобая гагары, длиннохвостый поморник, лапландский подорожник, краснозобый конек, пуночки, реже встречаются рогатый жаворонок, варакушка и некоторые другие [Якутия, 1965].

Циркумполярное распространение имеют северный олень, песец, заяц-беляк, белая и тундряная куропатки, бургомистр, пуночка, тулес, лапландский подорожник, камнешарка, белая сова, ржанка, кречет, сапсан, мохноногий канюк и др.

Из пресмыкающихся здесь распространены наименее восприимчивые к низким температурам живородящая ящерица и сибирский углозуб. Суровые природно-климатические условия определяют почти полное отсутствие земноводных: остромордая лягушка – единственный вид бесхвостых амфибий в тундре.

В переходной от тундры к тайге зоне – лесотундровых редколесьях обитают северный олень, бурый медведь, росомаха, волк, лисица, заяц-беляк, обыкновенная белка, горностай, ласка, бурозубки, северосибирские серые и лесные полевки, лемминги. Из птиц встречаются чернозобая гагара, гусь-пискулька, горбоносый турпан, шилохвость, белая куропатка, обыкновенная оляпка, бекас, гаршнеп, турухтан, чайки, болотная сова, орлан белохвост, ворон, обыкновенная чечетка, дупель, обыкновенная каменка, сибирская завирушка, дрозды, овсянки, длинноносый и большой крохали.

Беспозвоночные зоны тундры. Фауна тундровых ландшафтов значительно обеднена. Обилие болот благоприятно для размножения двукрылых насекомых, среди которых наиболее многочисленны кровососущие: слепни, настоящие комары, мошки и мокрецы. Достаточно широко распространены жесткокрылые, чешуекрылые, перепончатокрылые и некоторые другие беспозвоночные. Из редких и нуждающихся в охране видов беспозвоночных, экологически связанных с тундрами, известны чешуекрылые: медведицы арктическая и Ольшванга, голубянка альпийская – реликтовый вид насекомого, обитающий в каменистой тундре, и др. [Красная книга Республики Саха (Якутия)..., 2003].

10.1.2. Таежная зона

Животный мир таежных лесов неоднороден. Фауна Восточной Сибири значительно богаче и разнообразнее, чем западно-сибирская. Видовое разнообразие и численность увеличиваются от северной тайги к южной. К востоку от Енисея господствуют типичные сибирские таежные виды. Самый крупный обитатель тайги – бурый медведь. Небольшую плотность в таежных ландшафтах имеют горностай, ласка и солонгой, изредка встречаются

росомаха, лисицы – красная и крестовка, выдра, лесная куница и др. Повсеместно обитает волк. В перестойных темнохвойных лесах, выбирая разреженные участки, вырубки и опушки, встречается рысь. Широко распространены более мелкие хищники – соболь, колонок, хорек, барсук. Одним из типичных обитателей тайги является белка. Старые лиственничные и смешанные хвойные леса населяет летяга. Особенно многочислен в кедровых лесах бурундук. Для большей части территории Сибири – от тундры на севере до Западного Забайкалья на юге – характерен заяц-беляк. Из мышевидных грызунов наиболее типичны и широко распространены в тайге серые, красные и красно-серые полевки. Обитатели заболоченных мест в Предбайкалье и северных районах Забайкалья – полевки-экономки, а в Южном Забайкалье – восточные полевки. Пойменные разнотравно-осоковые луга с кочками и кустарниками в Муйской котловине населяет муйская полевка [Лямкин, 2002], включенная в Красную книгу Республики Бурятии... [2005]. В южных районах тайги обитают азиатская лесная и восточноазиатская мышь, лесная мышовка, мышь-малютка, многочисленны бобры, лесной лемминг.

Из копытных на равнинных лесных участках распространен лось. В Предбайкалье и Забайкалье обитают два подвида благородного оленя: в Восточном Саяне и прилегающих горно-таежных районах – марал, в Западном Прибайкалье и Забайкалье – изюбрь. Особенно многочисленны в лесостепи косули, довольно широко распространены также в южной и средней тайге. Характерный вид для горной тайги – кабарга, предпочитающая крутые, каменистые склоны, наиболее многочисленна она на хребтах, примыкающих к Байкалу. Северные олени – обитатели безлесных высокогорий северных районов – встречаются также в тайге. В южных районах тайги участки с кедровыми лесами населяет кабан. В уединенных уголках таежной глухомани, по оврагам и трясинам обитает лось. Летом на высоких горных склонах и особенно на снежниках и наледях можно встретить северных оленей, косулю и кабаргу. В высокогорьях Прибайкалья и Кодара водится снежный баран [Предбайкалье..., 1965].

В тайге насчитывается более 300 видов гнездящихся птиц, многие из них распространены по всей территории Сибири. Основное ядро орнитофауны образуют типично таежные виды. Характерен обыкновенный глухарь. Он населяет сосновые, кедровые, лиственничные и смешанные леса с подлеском, а также моховые болота, богатые ягодами. В Забайкалье преимущественно в лиственничной, смешанной и темнохвойной тайге встречается каменный глухарь. В смешанных лесах по берегам рек и ручьев широко распространены рябчики. Лесная фауна представлена также большой горлицей, глухой и обыкновенной кукушками. На лесных опушках, гарях, в разреженных лесах встречается тетерев. Обычны кедровка, дрозды – сибирский, бурый и белобровик, обыкновенная чечевица, несколько видов дятлов – большой пестрый, черный, желна, седой и трехпалый, клесты – белокрылый и еловик. Типичный сибирский орнитокомплекс включает также соловьев – красношейку, свистуна, синего и таежного, сибирскую завирушку, синехвостку и др. В хвойных и смешанных лесах таежной зоны распространены свиристели, снегири, дубоносы, поползни, синицы.

На севере лесной зоны в таежных болотах и на заливных лугах гнездится гаршнеп; на юге Прибайкалья и Забайкалья, а также в горах Хамар-Дабана – крапивник. В орнитофауне тайги многочисленны пеночки: весничка и теньковка, пеночка-таловка, бурая, корольковая и зарничка. Почти все виды обитают в лиственных и хвойных лесах, кустарниках. Синицевые представлены московкой, буроголовой, сероголовой и черноголовой гаичками. Относительно богата фауна мухоловок: малая, серая, сибирская, ширококлювая.

В лесах Сибири наряду с коренными таежными видами достаточно много видов, населяющих берега водоемов и заболоченные участки в долинах рек: гусь-гуменник, клоктун и лебедь-кликун, обыкновенный гоголь, кряква, юрок, чирок-свистунок, крохали – большой, длинноносый или средний, вальдшнеп, лесной дупель, азиатский бекас, перевозчик, фифи, чайки – озерная, сизая и малая, трясогузки, речная, белокрылая и белощекая крачки, а также черный аист, журавли, ласточка-береговушка и др.

Из хищных птиц – мохноногий и воробьиный сычи, полевой лунь, соколы, ястреб-тетеревятник, длиннохвостая и бородатая неясыти, канюк, совы: ястребиная, болотная, редкие – могильник, хохлатый осоед, скопа, беркут, орлан-белохвост, мохноногий сыч, сапсан и филин. Многие из этих видов характерны для всей зоны сибирской тайги, некоторые виды являются редкими и нуждаются в охране: пестрый дрозд, щур, большая и сибирская чечевицы, белая лазоревка и др.

Редкие и занесенные в Красные книги Усть-Ордынского Бурятского автономного округа [2003] и Бурятии... [2005] – лебедь-кликун, таежный гуменник, огарь, клоктун, болотный лунь. На водоемах юга лесной зоны обитают большая и красношейная поганки. В Западной Сибири и на Алтае встречается черношейная, или ушастая поганка [Красная книга Республики Алтай..., 2007]. В заболоченных долинах рек гнездится серый журавль, у водоемов – большой и средний кроншнепы, азиатский бекасовидный веретенник. На Алтае, в предгорьях Саян и Туве, встречается чернозобая гагара.

Из рукокрылых отмечены ночницы Брандта, водяная и усатая, бурый ушан, двухцветный кожан, северный кожанок, все виды отнесены к редким и нуждающимся в охране.

Пресмыкающиеся и земноводные в тайге малочисленны и встречаются спорадически. Суровые климатические условия и многолетняя мерзлота представляют значительный лимитирующий фактор для распространения хладнокровных животных. В тайге зарегистрировано шесть видов рептилий и шесть видов земноводных. Во всех подзонах тайги распространены: живородящая ящерица, обыкновенная гадюка. В южных районах в редколесьях обитают прыткая ящерица, обыкновенный уж, узорчатый полоз, обыкновенный щитомордник. Из земноводных широко распространены сибирский углозуб, остромордая и сибирская лягушки. В Юго-Восточной Якутии встречается дальневосточная лягушка. В Байкальском регионе обитает монгольская жаба, зарегистрирована дальневосточная жаба, в Забайкалье – дальневосточная квакша [Национальный атлас..., 2004].

Беспозвоночные тайги. Фауна лесной зоны значительно разнообразнее и богаче по сравнению с зоной тундр. Характерно обилие массовых листо- и хвоегрызущих насекомых, связанных с древесными породами. Среди насекомых в тайге распространены сибирский и непарный шелкопряды – серьезные вредители хвойных лесов, а также лиственничная листовертка, пяденицы, коконопряды, волнянки и др. На вырубках и гарях многочисленны вторичные вредители: жуки-усачи, короеды, златки, лубоеды и др.

Пауки – самый большой, очень древний отряд арахнид, известный из девонских и каменноугольных отложений. Только в Байкальском регионе известно более 600 видов пауков из 25 семейств. В большинстве ландшафтов Прибайкалья широко распространены пауки-волки, крестовики. Для лиственных лесов и лугов различных типов характерны пауки-крабы и скакунчики. Многие беспозвоночные тесно связаны с почвой, активно участвуя в почвообразовании, значительно ускоряя разложение отмершей органики. Из обитающих в почве и на ее поверхности членистоногих многочисленны многоножки – диплоподы, геофилиды, литобииды. По биомассе в почве доминируют дождевые черви – эйзения Норденшельда.

В лесных ландшафтах зарегистрированы такие редкие и нуждающиеся в охране виды, как эйзения Малевича, скакун сахалинский, жужелица изумрудная, дровосек мускусный, парусники – Ксут и Штуббендорфа, аполлон Тенедий, шашечница Штанделя, перламутровка непарная реликтовая, чернушка циклоп, бархатница Эпименид, переливницы – ильмовая и большая, пеструшки – Четверикова и Тисба, белянка барбарисовая, желтушка вилюйская, хвостатки Герца и сливовая восточная, нифанда темная, голубянки – Алькон, Орион, Куренцова и Эвфем, бражники – Гашкевича, Татаринова и Христофа, шмелевидка лучистая, сатурния Буадюваля, лента орденская голубая, медведица Менетрие, шершень Дыбовского, шмели – родственный, скромный, спорадикус, байкальский, ионеллус, Семенова, Шренка, рофитоидес серый, краснокрыл малый [Красная книга Читинской области и Агинского Бурятского автономного округа (животные), 2000; Красная книга Республики Бурятия..., 2005; Красная книга Новосибирской области, 2008].

10.1.3. Подзона лесостепи

Современная фауна лесостепей (так же, как и подтайги) характеризуется смешением степных и лесных видов животных и почти не содержит специфических видов. Она сложилась из обитателей тайги и луговых степей Западной и Восточной Сибири, видов, свойственных как горным областям Алтая и Саян, так и Центральной Азии.

Млекопитающие лесостепной зоны немногочисленны. Наибольшее число видов составляют грызуны: суслик длиннохвостый, полевки – узкочерепная, обыкновенная, красно-серая и красная. Мышь полевая и мышь-малютка – типичные представители фауны лесостепей Западной и Средней Сибири. В Предбайкалье распространены стадные полевки – темная и полевка-экономка, а в Забайкалье – восточная полевка. На открытых участках междуречий и речных долин обитает хомяк обыкновенный, в восточной части лесостепи – даурский хомячок.

Одним из характерных обитателей лесостепи является косуля, иногда встречаются кабаны и изюбри. Колки и перелески, а также долины рек населяют заяц-беляк и акклиматизированный заяц-русак. В лесах и кустарниках (недалеко от посевов) обитает полевая мышь, менее многочисленная в сухом Забайкалье. Обычны бурундуки. В лесостепной и южной частях лесной зоны встречается большой суслик, населяющий равнинные и предгорные степные участки.

Хищный комплекс млекопитающих представляют волки, лисицы, барсук, колонок, горностай, ласка, на юге лесостепи среди мелких куньих преобладает солонгой. Широко распространен в восточной части лесостепи степной хорек. Из семейства тушканчиков встречаются мышовки – северная и южная. В Забайкальской лесостепи широко известны даурский и маньчжурский цокоры [Предбайкалье..., 1965]; из насекомоядных – бурозубки: обыкновенная и малая, кутора обыкновенная, крот алтайский. Рукокрылые представлены ночницей водяной, бурым ушаном и кожанком северным.

Фауна птиц более разнообразна, здесь встречаются представители как лесной, так и степной орнитофауны. В мелколиственных перелесках распространены тетерева, бородатые куропатки, на лугах – перепела. В сухих борах обычны дятлы – большой пестрый, белоспинный, малый пестрый и трехпалый, синицы – большая и черная, кедровки. На крутых склонах речных долин обитают стрижи. Перелески и колки населяют козодой обыкновенный, дубровник, сорокопут-жулан, иволга, дрозд-рябинник, кукушка обыкновенная, в Канской лесостепи добавляются пеночки – зеленая и зарничка. На открытых местах встречаются овсянки – садовая и красноухая, жаворонок полевой, чеканы – луговой и черноголовый, в березовых перелесках Прибайкалья обычны белошапочная овсянка, корольковая пеночка.

Для всей лесостепной территории характерны трясогузки: белая, желтая и желтоголовая, коньки – пятнистый и степной, каменка-плешанка, сверчки – обыкновенный и Палласа, соловей-красношейка и дальневосточный, мухоловка, скворец и др. Вблизи водоемов степной и лесостепной зон обитают большая поганка, огарь. В лесостепных ландшафтах Западной Сибири встречаются пеганка, кулик-сорока, веретенник большой, дупель и белая лазоревка, в Канской лесостепи – чернозобая гагара. В речных поймах обычна сорока обыкновенная, в Забайкалье в кустарниках встречается голубая сорока.

Вблизи населенных пунктов обитают черные вороны. Широко расселены голубь сизый, полевой и домовый воробьи. В дуплах старых деревьев гнездятся галки, в рощах устраивают колонии грачи.

Из хищных птиц распространены луни – полевой, степной, луговой, камышовый, балобан, беркут, пустельга, орел-могильник, орлан-белохвост, населяющие лесные опушки, колки и долины рек. Здесь также можно встретить чеглока, скопу, кобчика, ястреба-перепелятника. Из дневных хищных птиц, гнездящихся в колках и мелколесье, следует отметить ястреба большого, сыча воробьиного, из ночных хищников нередки филин, длиннохвостая неясыть, совы – ушастая и ястребиная, на болотах обитает болотная сова [Сергеев, 1971]. Из зимующих птиц известны

чечетка, большой пестрый дятел, гаичка, сойка, щур, черный ворон, снегири – обыкновенный и длиннохвостый, клест, большой или серый сорокопут, длиннохвостая синичка, сапсан, канюк мохноногий и др.

Пресмыкающиеся и земноводные лесостепей представлены небольшим числом видов. Здесь распространены гадюка обыкновенная и два вида ящериц – живородящая и прыткая; из земноводных обычны лягушки сибирская и остромордая, жаба обыкновенная, сибирский углозуб.

Беспозвоночные лесостепи. Для лесостепной зоны характерно присутствие и лесных, и степных видов. В составе сообществ доминируют насекомые. Довольно многочисленны прямокрылые: кузнечики и саранчовые. Из жесткокрылых обычны: жужелицы, стафилиниды, пластинчатоусые, кокцинеллиды, листоеды, элатериды, чернотелки и др. Среди перепончатокрылых доминируют муравьи.

Среди насекомых значительное количество редких и реликтовых видов, находящихся под угрозой исчезновения: стрекозы – красотка блестящая, красотка-девушка японская, аскалаф сибирский, кузнечик изящный, кобылка Брюннера, мантиспа скорлупчатая, черноногий харакопигус, шмель пятнистоспинный, сколия степная, из жесткокрылых: скакун прибрежный, лионедия монгольская; чешуекрылые: толстоголовка Протеон, аполлоны – обыкновенный, восточный и Бремера, парусник Ксут, голубянка Алькон, бархатница Амосова, медведицы – бурятская и Киндермана, малый ночной павлиний глаз, сатурния гнома, сенница Геро и некоторые др. [Красная книга Читинской области и Агинского Бурятского автономного округа (животные), 2000; Красная книга Усть-Ордынского Бурятского автономного округа, 2003; Красная книга Республики Бурятия..., 2005].

10.1.4. Степная зона

Животный мир степной зоны Сибири достаточно разнообразен, но по количеству видов млекопитающих и птиц значительно уступает населению тайги. Относительная ксероморфность и разреженный травянистый покров способствуют распространению тарбаганов (забайкальских сурков), даурских пищух, полевок Брандта, монгольских песчанок, даурских хомячков, монгольских тушканчиков. Число видов настоящих степных животных максимально в азиатских степях и уменьшается к западу.

Для степей Минусинской котловины характерны млекопитающие: суслик длиннохвостый, хомячок джунгарский, степная пеструшка, полевая мышь, заяц-беляк и заяц-русак, мышовки – лесная и степная, пищуха альпийская и др. В настоящих степях встречается семь видов полевок: обыкновенная, узкочерепная, красная, красно-серая, темная, водяная и полевка-экономка, наиболее многочисленна среди них – узкочерепная. Из насекомоядных распространены: бурозубки – арктическая и крошечная, крот алтайский [Зайченко, 1996]. Из хищных млекопитающих в степи встречаются волки, лисицы, барсук, корсак, колонок, горностай, ласка, обычны степной хорек, солонгой. В скалах по берегам рек водится степная кошка – манул [Предбайкалье..., 1965].

В степях, лесостепях Западной Сибири обитает обыкновенная слепушонка, низкотравные луга с солонцеватыми почвами населяет большой тушканчик. На юге региона – в сухих ковыльных степях водятся краснощекий и большой суслики. На северной окраине степей обычен длиннохвостый суслик, в зарослях кустарников обитают зайцы-толаи. Длиннохвостый суслик, как и другие суслики, – обитатель открытых ландшафтов. Предпочитает держаться сухих степей и лесостепей, хотя в целом местообитания этого вида крайне разнообразны. Так, в горных районах он поднимается до 3300 м над ур. м., населяя горные степи, субальпийские и альпийские луга вплоть до гольцовой зоны [Якутия, 1965].

Забайкальские степи имеют более засушливый климат и населены представителями монгольской фауны, которая постоянно обогащается за счет проникновения животных из смежных зон, особенно по пойменным лесам и другим участкам с древесной растительностью с севера или по пескам с юга. Число видов настоящих степных животных максимально в азиатских степях и уменьшается к западу.

Фауна типичных степей юга Забайкалья в значительной мере представлена дауро-монгольскими видами. Относительная ксероморфность и разреженный травянистый покров способствуют распространению тарбаганов (забайкальские сурки), даурских пищух, полевок Брандта, монгольских песчанок. Достаточно широко распространены в степях Забайкалья джунгарский, даурский и серый хомячки, на солончаковых побережьях озер обитают монгольские тушканчики. В Юго-Восточном Забайкалье из отряда грызунов встречаются даурский и маньчжурский цокоры, когтистая (Тыва) и монгольская песчанки, даурский суслик, населяющий полынные и дерновинно-злаковые равнинные степи. На участках с хорошо развитым травяным покровом обычны стадная и обыкновенная полевки.

Здесь можно встретить алтайского цокора, монгольского сурка-тарбагана, алтайского сурка и узкочерепную полевку, емуранчика и мохноногого тушканчика, даурскую пищуху, зайца-толая. Иногда заходит из Монголии мелкая антилопа дзерен. В среднем течении р. Аргунь встречаются енотовидная собака, полевки – восточная и монгольская, амурский лемминг, монгольская пищуха. В ковыльной и полынно-злаковой степях обитает обыкновенная слепушонка. Некоторые из этих видов включены в Красные книги России и Приморского края.

Из насекомоядных достаточно обычны арктическая бурозубка – вид с обширным ареалом и высокой экологической пластичностью. Довольно обычен, но немногочислен даурский еж, область распространения которого в пределах Сибири охватывает степную, лесостепную, частично южнотаежную зоны Забайкалья и юго-восточную часть Забайкальского края. Летучие мыши в степях очень редки, иногда по склонам сопок встречаются колонии двуцветных кожанов [Предбайкалье..., 1965].

Хищный комплекс в степях представляют волки, лисицы, в южной части забайкальских степей обитает степная лисичка корсак. Из мелких хищников обычны степной хорек, солонгои, реже встречаются ласки, барсуки, корсаки. В Западном и Восточном Забайкалье, предпочитая участки горного рельефа, водится степная кошка – манул.

Весьма специфично население птиц степей, распространенных преимущественно по долинам рек. Сочетание в составе растительности реликтовых лесостепных ландшафтов, степных и таежных элементов определяет проникновение в эти природные комплексы степных и таежных видов животных. Комплекс степных видов составляют черный коршун, могильник, чеглок, степная пустельга, степная тиркушка, наиболее многочисленны жаворонки: полевой, рогатый, хохлатый и степной, белокрылый, малый и монгольский, полевой конек, обыкновенная каменка и каменка-плясунья, серый скворец, красноухая овсянка [Предбайкалье..., 1965]. Практически все вышеперечисленные виды представлены здесь изолированными популяциями. Своеобразное сочетание с ними образуют в остепненных травяно-кустарниковых сосняках по склонам гор такие таежные виды, как тетеревятник, рябчик, большая горлица, малый перепелятник, филин, желна, пестрый дятел.

Широко распространена в степной зоне бородатая куропатка, в забайкальских степях встречаются даурская куропатка, голубая сорока, монгольский жаворонок, восточносибирский перепел, утки – клоктун, черная кряква, более редки журавли – красавка и даурский, дрофы, на солончаковых участках степей гнездятся саджи. Из хищных птиц доминируют степные орлы, мохноногие сарычи, степной и пегий луни, болотные совы, степная пустельга [Предбайкалье..., 1965].

Малоснежные суровые зимы малопригодны для рептилий. Ящерицы очень редки, на каменистых склонах обитают обыкновенная гадюка и большой узорчатый полоз, типичны щитомордник, обыкновенный уж, в межгорных котловинах Южной Сибири на остепненных альпийских лугах, сухих склонах с кустарниковой растительностью встречается типичный обитатель равнинных и горных полынных степей – степная гадюка. Иногда из Монголии заходит монгольская ящурка. Из земноводных распространены сибирская и остромордая лягушки, для долин и пойм рек, лугов, степей разного типа характерна зеленая жаба [Красная книга Республики Алтай..., 2007].

Беспозвоночные степных ландшафтов. Из насекомых в степи наиболее многочисленны саранчовые: сибирская, темнокрылая и белополосая кобылки, кузнечики и др. В Забайкалье встречаются эндемичные кузнечики рода дероканта, трещетки-бриодемы и др. Своеобразие степному элементу придают виды, ведущие скрытый образ жизни: ризотрофные усачи, чернотелки, щелкуны, нарывники, жужелицы, пластинчатоусые, мертвоеды, долгоносики и др. Многочисленны муравьи рода мирмика, устраивающие свои гнезда в почве, и другие перепончатокрылые, а также арахниды. Из наиболее крупных пауков в степях Минусинской котловины и Предбайкалья встречается тарантул *Lycosa singoriensis* Laxman, устраивающий норы в почве глубиной в несколько десятков сантиметров. Адаптивные способности животных свидетельствуют о многовековой эволюции степных видов в экологических условиях этой зоны.

Среди беспозвоночных значительное количество редких видов, сокращающихся в численности и нуждающихся в охране: кузнечики – бородавчатый и изящный, кобылка Скалозубова, жужелицы – драгоценная и

Крубера, рефлексисфодрус красивый, лионедия монгольская, землерой даурский, трематодес чернотелковидный, майка золотистая, аскалаф сибирский, мантиспа скорлупчатая, черноногий харакопигус, сколия степная, аполлон обыкновенный, шашечница Романова, голубянка-неолицена Давида и голубянка Киана, червонец фиолетовый, коконопряд Юрия Костюка, хохлатка Евгения, медведица Киндермана, орденская лента Штрекера и др. [Красная книга Читинской области..., 2000; Красная книга Республики Саха (Якутия)..., 2003; Красная книга Усть-Ордынского Бурятского автономного округа, 2003; Красная книга Республики Бурятия..., 2005].

10.1.5. Горы Южной Сибири

Горный пояс Южной Сибири изолирует Центральную Азию от проникновения воздушных масс с запада и севера и затрудняет возможность распространения сибирских растений и животных в Монголию, а центрально-азиатских – в Сибирь. Географическое положение страны определяет богатство и разнообразие ее фауны. Здесь встречаются животные северной тундры, сибирской тайги, степей Монголии и Казахстана.

Распределение животных в горах Южной Сибири тесно связано с высотными зонами растительности. Животное население предгорий Южного и Западного Алтая, а также котловин Западного и Восточного Саяна, мало отличается от зооценозов, примыкающих к горам равнинных ландшафтов. Здесь также повсюду обитают мелкие грызуны – суслики, хомячки, полевки; в зарослях кустарников – лисицы и волки, зайцы и барсуки. Вблизи водоемов, предпочитая лесистые берега, селится речная выдра. Из хищных птиц встречаются степной орел, кобчик, пустельга.

Особенно богат животный мир горно-таежной зоны, где условия жизни значительно разнообразнее, чем в равнинной тайге. В горной тайге нередко встречаются сибирский лесной олень (подвид северного оленя), кабарга, лось, горный козел. Многочисленны и мелкие грызуны: бурундуки, землеройки, полевки, белки, а на каменных россыпях – пищухи. Обилие грызунов и копытных животных привлекает сюда хищников. В темнохвойной тайге водятся медведь, волк, рысь, росомаха, лисица, соболь, ласка, горностай, хорек. В верхней части гольцов с растительностью тундрового типа на участках мелкозема обитает черношапочный сурок [Егоров, Наумов, 1965]. В пределах высокоствольного горного леса встречается обыкновенная летяга. От низкогорных смешанных лесов до высокогорных ландшафтов распространены рукокрылые: усатая ночница, бурый ушан и кожанок северный.

Разнообразен и мир пернатых горной тайги. Из крупных таежных птиц здесь обитают глухари и тетерева, встречаются куропатки, рябчики, дятлы, дрозды, кедровка и многие др. Орнитофауна имеет ярко выраженный горно-таежный характер. Основное ядро населения составляют типичные лесные (таежные) виды: большая горлица, глухая кукушка, желна, ворона, снегирь, иглохвостый и белопоясный стрижи, кукша, сойка, мухоловки – малая, серая, сибирская, ширококлювая, обыкновенный поползень, буроголовая гаичка, клесты – обыкновенный и белокрылый, кроншнеп-малютка, горная трясогузка, овсянки – полярная, черногорлая,

овсянка-ремез, овсянка-крошка и др. Разнообразен видовой состав пеночек: таловка, зарничка, зеленая, корольковая, бурая, толстоклювая [Национальный атлас..., 2004].

К числу редких птиц данного природного комплекса относятся: серый журавль, вальдшнеп, даурская галка, хищники: сапсан, орланы – белохвост и долгохвост, орел-карлик и степной орел, чеглок, дербник, филин, ушастая и ястребиная совы, длиннохвостая и бородатая неясыти, сплюшка, мохноногий сыч, черный гриф, большая часть этих видов занесена в Красные книги Бурятии... [2005] и Республики Алтай... [2007]. Крайне редко у западного предела своего ареала встречается голубая сорока. У верхней границы леса и в подгольцовых ландшафтах обитают сероголовая гаичка и сибирская чечевица. Обитателями горно-долинных темнохвойных лесов являются желтоголовый королек и желтобровая овсянка – птицы, которые находят здесь предел своего распространения.

Животный мир высокогорий по сравнению с горно-таежным поясом относительно беден. Летом на альпийских лугах встречаются косуля, горный козел, кабарга, марал, а в горной тундре – дикие северные олени. Из грызунов наиболее характерны сурки и альпийские пищухи, лесная мышовка, полевки. Заселяя высокогорные участки Алтая, Западного и Восточного Саяна, Саяно-Тувинского нагорья и Тункинских Гольцов, среди мелких млекопитающих в субальпийском и альпийском поясах доминирует большеухая полевка.

Население птиц высокогорий также не отличается большим видовым разнообразием. Этот высотный пояс, с лишайниковыми тундрами и озерами, крутыми склонами и каменистыми россыпями, пятнами луговых тундр, населяют преимущественно высокогорные виды птиц: белая и тундряная куропатки, горный дупель, алтайский улар, бородач, черный стриж, горный гусь, воронок, горный конек, завирушки – гималайская и бледная, краснобрюхая горихвостка. Обитатель высокогорных ландшафтов – жемчужный вьюрок – экологически связан с альпийским, горно-тундровым, субнивальным и нивальным поясами [Шипунова, 1965]. На высокогорных и лесных озерах в верхнем поясе тайги обитает горбоносый турпан [Красная книга Республики Алтай..., 2007]. Иногда по зарослям кедрового стланика сюда залетают некоторые таежные виды – кедровка, сибирская чечевица, щур и др. Летом на горных озерах многочисленны гуси и утки. Во время осенне-зимних кочевок белая куропатка может спускаться по межгорным понижениям в лиственничное редколесье.

Иной характер имеет животный мир степных котловин Восточного Алтая, Тувы и особенно Южного Забайкалья, где встречаются многие млекопитающие, проникшие сюда из степей Монголии: антилопа-дзерен, заяц-толай, тушканчик-прыгун, забайкальский сурок, даурский суслик, монгольская полевка, алтайская мышовка и др. Наряду с хищными животными сибирских степей – хорем, горностаем, волком, лисицей, в горных степях обитают достаточно редкие виды – алтайский горный баран, или архар, кот-манул, красный волк, солонгой, а также степная пеструшка, из птиц – мохноногий курганник, могильник, балобан, беркут, красная утка, журавль-красавка, монгольский жаворонок, клушица, каменный воробей, монгольский вьюрок [Предбайкалье..., 1965].

В межгорных котловинах Алтайского края и Западного Саяна зарегистрированы такие редкие и нуждающиеся в охране виды, как **большой веретенник,** населяющий заболоченные участки и сырые луга около водоемов; **степная тиркушка;** из семейства чайковых – **черноголовый хохотун, малая чайка,** а также **большой баклан,** обитающие на островах мелких и крупных водоемов; в светлохвойных и мелколиственных низкогорных лесах – **вяхирь; саджа,** или **копытка,** гнездящаяся как и в Забайкалье, на солончаках, а также на участках с редкой травянистой растительностью на почвах, сформировавшихся на мелкощебнистых, лессовидных и песчаных отложениях; **воробьиный сыч,** предпочитающий высокоствольные хвойные и смешанные леса, особенно с присутствием ели, поднимается в горы до редколесий; **большой чекан** – один из редчайших видов, места обитания: остепненные каменистые склоны, плато с бедной травянистой растительностью; **обыкновенный ремез,** населяющий пойменные лиственные леса с зарослями ивы вблизи водоемов; **белая лазоревка** обитает в пойменных кустарниках, перелесках и на подгорных болотах; **стенолаз** – на скалах горных массивов на высоте от леса до подгольцового пояса; **скалистая овсянка** населяет сухие холмистые ландшафты со скудной растительностью; **большая чечевица** встречается на южных склонах хребтов с участками остепненной растительности и альпийских лугах; **большая выпь** – в Юго-Восточном и Центральном Алтае в зарослях тростника и камыша, высоких осок; **серая цапля** обитает в зарослях по берегам рек и озер, на болотах и сырых лугах; в светлохвойных и смешанных лесах гор Южной Сибири отмечен **орел-карлик;** в предгорьях Северного и Северо-Восточного Алтая – **большой подорлик;** на опушках влажных горных лесотундр и верховых болотах встречается **алтайский кречет;** у подножий остепненных склонов со скалами и каменистыми россыпями обитает **кеклик,** или **каменная куропатка;** на юге Средней Сибири гнездится **черный журавль;** по берегам соленых озер – **шилоклювка;** в степях Юго-Восточного Алтая обитает **дрофа;** на щебнистых и щебнисто-глинистых участках с очень скудной растительностью селится **толстоклювый зуек.** В Чуйской степи у водоемов встречаются большой кроншнеп, розовый скворец [Красная книга Республики Алтай..., 2007].

В горах Алтая по долинам рек со скалистыми склонами и каменными осыпями обитает **каменная куница;** в альпийском и субальпийском поясах Алтая, Саян, Тувы, Тункинских и Китойских Гольцов распространен **снежный барс, или ирбис.**

Из рукокрылых на Алтае зарегистрированы редкие виды летучих мышей: ночница Иконникова, длиннохвостая и прудовая, рыжая вечерница, большой трубконос.

Герпетофауна горных территорий достаточно своеобразна и представлена живородящей и прыткой ящерицами, монгольской ящуркой, узорчатым полозом, обыкновенной гадюкой и обыкновенным щитомордником; на Алтае по долинам рек и в степях межгорных котловин встречается степная гадюка. Из земноводных распространены сибирский углозуб, остромордая и сибирская лягушки. В Прибайкалье обитает достаточно редкий вид – монгольская жаба. На Алтае обнаружен наиболее устойчивый к

сухим местам обитания и проникающий высоко в горы вид земноводных – зеленая жаба [Красная книга Республики Алтай..., 2007].

Беспозвоночные горных ландшафтов. В фауне беспозвоночных высокогорных ландшафтов наиболее многочисленны насекомые: перепончатокрылые, жесткокрылые чешуекрылые и др. Встречаются пауки, многоножки, энхитреиды; дождевые черви распространены в горно-таежном поясе до высоты 2500 м над ур. м. Видовое разнообразие уменьшается при переходе к тундровым редколесьям и гольцам.

Из редких и реликтовых, нуждающихся в охране видов беспозвоночных Алтае-Саянской горной страны известны: стрекоза шафрановая, бабка Зальберга, стрелка маленькая, тараканосверчок Правдина, долиходерус сибирский, жужелица Дорогостайского; из отряда чешуекрылых: аполлоны – обыкновенный, восточно-сибирский, Феб, Эверсманна, Амосова, Клариус и тенедиус, перламутровки – непарная, Матвеева, чернушки – гольцовая, Эмбла, Диза, Киндерманна и Флетчера, бархатницы – кадузина, энеис Эльвеса и акташская, голубянки – аргали, Цицерон, Фальковича, Римн, Давида, эпиплема украшенная, ленточница тополевая, медведицы – лапландская, альпийская, Пюнгелера, прозрачнокрылая забайкальская, Квензеля, Чекановского и украшенная, стрельчатка большая, древоточец горный, населяющий лесные и тундровые биогеоценозы на склонах гор, все они занесены в Красные книги Читинской области... [2000]; Республики Саха (Якутия) [2003]; Республики Бурятия... [2005]; Республики Алтай... [2007]. К числу редких видов, нуждающихся в охране, следует отнести также реликтовый вид стрекозы – *Orthetrum albistylum* Selys, местообитание которого в Сибири ограничено выходами термальных вод.

Для Восточной Сибири отмечено около 150 видов непаразитических синантропных насекомых, из них почти 50 видов наносят определенный ущерб. До 20 видов синантропов существенно вредят семенному фонду, продовольственным запасам, растительному сырью, гербарным материалам. Среди них выделяются огневки, растительноядные моли, хрущаки, притворяшки, точильщики. К серьезным вредителям материалов животного происхождения (запасы продовольствия, пушно-меховые изделия, зоологические коллекции) можно причислить около 15 видов насекомых, в первую очередь кожеедов, настоящих и ширококрылых молей [Плешанова, Плешанов, 2006].

Направление изменения видового разнообразия в биотических сообществах от суровых, относительно однородных условий тундры до контрастных горных районов Южной Сибири определяется зональной сменой ландшафтов, высотной поясностью, долготными факторами. Особенности региональной и локальной дифференциации сообществ живых организмов, принадлежащих к разным структурно-таксономическим группам и относящихся к различным ландшафтно-климатическим природным зонам, обусловлены совместным действием абиотических и биотических факторов, которые определяются основными градиентами среды. Разнообразие сообществ и суммарное обилие животных увеличиваются от тундровой зоны к лесостепной, затем эти показатели уменьшаются в степной зоне и достигают максимальных величин в горно-таежных областях Южной Сибири.

Глава 11

ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ

11.1. ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЧРЕЗВЫЧАЙНЫЕ СИТУАЦИИ

В XXI веке мир оказался перед рядом глобальных угроз, одна из которых – это стремительный рост числа и масштабов стихийных бедствий и катастроф, материального и морального ущерба от них. В связи с этим требуется разработать новую стратегию борьбы с опасными природными процессами для смягчения их последствий. Ее реализация позволит перейти на экономическое планирование и развитие с учетом риска природопользования, повысить экологическую безопасность общества, сократить социальные и материальные потери в результате хозяйственной деятельности [Posner, 2004; Edwards, 2005; Enz, 2008]. Важная часть этой стратегии – разработка новых унифицированных методик составления карт опасных природных процессов, которые позволили бы сопоставлять угрозы для отдельных территорий, округов и субъектов Российской Федерации и которые будут созданы с использованием их собственных финансовых средств, научного потенциала и банков данных. Эти тематические и интегральные карты должны служить основой для разработки федеральных и региональных нормативных документов, с учетом которых органы управления принимают решения по использованию территорий и проведению мероприятий по управлению риском [Осипов, 2009].

В настоящее время в Российской Федерации наиболее эффективным инструментом для решения рассмотренных эколого-экономических проблем, связанных с опасными природными процессами, являются геоэкологические методы и подходы. Они базируются в первую очередь на географическом подходе. Сущность его заключается в выявлении причинно-следственных связей опасных природных явлений и процессов для их пространственного и временного прогноза и принятия управляющих решений по раз-

витию хозяйства в этих условиях. В России проведена большая государственная работа по привлечению научного потенциала страны к разработке геоэкологических методов. Тем не менее до конца не решены важные вопросы, такие как: 1) геоэкологическая оценка и картографирование геоморфологических процессов, опасных для человека и хозяйственной инфраструктуры; 2) защищенность от этих процессов; 3) возникающий в такой небезопасной обстановке риск природопользования; 4) соотношение геоэкологических и эколого-геоморфологических методов при оценке риска природопользования.

Основным картографическим документом для изучения и оценки опасных природных процессов является “Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций в Российской Федерации”, вышедший в 2005 г. под эгидой МЧС. В последующие годы подобные атласы в электронном и бумажном виде изданы для отдельных федеральных округов и, в частности, Сибирского. В этих произведениях представлены подробные карты для всей территории России и отдельных ее регионов, где отражены все опасные природные процессы, проведены их классификация и градация, комплексное и частное районирование территорий, оценка риска. Показано, что на территории Российской Федерации наблюдается более 30 видов опасных природных процессов и явлений.

Около 40 % территории России, на которой проживает более 20 млн человек, является сейсмоопасной, где высока вероятность землетрясений с интенсивностью более 6 баллов, а риск природопользования усугубляется тем, что в этих районах располагаются атомные, гидро- и тепловые электростанции и другие хозяйственные объекты повышенной экологической опасности. Площадь районов, где возможны землетрясения силой до 8–9 баллов, составляет 9 % территории РФ, здесь расположено 330 крупных населенных пунктов, в том числе 103 города. В Сибири наиболее сейсмоопасными являются районы Алтая, Прибайкалья, востока Якутии.

Подверженность территории Российской Федерации опасным геоморфологическим процессам и их интенсивность в целом возрастают с севера на юг и с запада на восток страны. Так, оползнеопасные районы занимают около 40 % площади Российской Федерации; наибольшую опасность представляют оползни, которые развиваются на территории 725 городов. В Сибири это в основном предгорные районы, а также берега каскадов крупных водохранилищ на Ангаре, Енисее и других реках. Что касается лавин, то больше всего их происходит по сезонам года с декабря по март, и распространены они преимущественно на Алтае, в Саянах и Забайкалье. Максимальный объем снежных лавин здесь может достигать нескольких миллионов кубических метров, а при высокой снежности возможен сход даже нескольких лавин за одну зиму из одного лавиносбора. Во всех горных районах Сибири они возможны в среднем один раз в 7–10 лет. Опасными геоморфологическими процессами являются сели, которые подразделяются на водоснежные, водо- и грязекаменные. К селеопасным районам относятся более 20 % территории Российской Федерации, а в Сибири наиболее селеопасные районы расположены на Алтае, в Саянах, Прибайкалье и Забайкалье. Большую опасность представляют и пульсирующие ледники в

высокогорьях Сибири – Алтай, Восточный Саян, хребты Кодар, Баргузинский и др. К числу особо опасных относятся также активные эрозионные процессы по долинам рек. Активная глубинная и боковая эрозия особенно сильно развита в долинах крупных рек, не зарегулированных плотинами гидроэлектростанций. Плоскостная эрозия распространена повсеместно на территории страны, где бывают интенсивные осадки, и уже сейчас в целом по России она затронула 56 % площади всех сельскохозяйственных угодий. Овражная эрозия в Сибири наиболее интенсивно развивается в предгорьях Алтая, на Иркутско-Черемховской равнине, в степных и полупустынных районах Забайкалья.

Практически ежегодно в Российской Федерации происходят крупные наводнения, а по площади охватываемых территорий и наносимому материальному ущербу эти стихийные бедствия даже превосходят все остальные. Потенциальному затоплению подвержена территория страны общей площадью 400 тыс. км^2, ежегодно затапливается около 50 тыс. км^2. Под водой в разное время могут оказаться более 300 городов, десятки тысяч мелких населенных пунктов, множество хозяйственных объектов, более 7 млн га сельскохозяйственных угодий. Среднемноголетний ущерб от наводнений составляет около 43 млрд руб.

К метеорологическим природным опасностям относятся шквалы, ураганы, тайфуны, градобития, смерчи, катастрофические ливни, грозы, метели, снегопады и др. Чаще всего обильные снегопады наблюдаются в горных районах, характеризующихся интенсивной циклонической циркуляцией. К таким районам в Сибири относятся Алтай и Западные Саяны. Повторяемость сильных снегопадов здесь бывает чаще 1 раза в год. Весьма опасными по своим последствиям являются засухи. На территории Сибири им в наибольшей степени подвержено Забайкалье, где эти опасные природные явления отмечаются каждые 2–3 года. Засухи, как правило, сопровождаются крупномасштабными пожарами, наносящими огромный материальный ущерб, особенно южным регионам Сибири. Наблюдения за лесными пожарами ведутся только в зоне активной охраны лесов, охватывающей 2/3 общей площади лесного фонда страны. При этом средняя площадь одного пожара в несколько раз больше, чем в Западной Европе и Северной Америке.

Такова в общих чертах складывающаяся на сегодня картина с развитием опасных природных процессов на территории Российской Федерации. Для сибирских регионов выявляются определенные специфические моменты, которые связаны с особенностями как природных, так и социально-экономических условий. Для выявления этих специфических моментов нами проведено эколого-геоморфологическое районирование территории Сибири.

11.2. МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДИКА РАЙОНИРОВАНИЯ И КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

Главная цель эколого-геоморфологического районирования Сибири по опасным геоморфологическим процессам состоит в усовершенствовании государственной системы борьбы с чрезвычайными ситуациями природно-

го и природно-техногенного характера, в модернизации методов прогноза стихийных бедствий и катастроф. На этой основе возможно улучшение производственных отношений, рационализация и интенсификация способов производства, получение наибольшего экономического эффекта от использования природно-ресурсного потенциала определенных территорий Сибири при максимально возможном регламентировании и сохранении их экологического статуса. Эколого-геоморфологическое районирование может также способствовать решению региональных проблем пополнения и защиты трудовых ресурсов Сибири, развития гидроэнергетики и транспортной системы, экономической специализации отдельных районов Сибири и их последующей интеграции в общероссийский экономический процесс и т. д. Особую роль здесь играют и социальные проблемы, вопросы гражданской обороны и защиты населения от опасных природных, в том числе геоморфологических процессов, так как с ними связано формирование производственной инфраструктуры.

В методологическом отношении чрезвычайно важен следующий постулат: геоморфологические процессы существуют в природе безотносительно к тому, как мы собираемся их классифицировать для изучения, и становятся опасными только по отношению к какому-либо конкретному виду природопользования, хозяйственной деятельности либо территориально-производственному комплексу в целом. В Сибири в настоящий момент сложился сугубо специфический, глубоко специализированный, интегрированный, широко разветвленный территориально-производственный комплекс со сложной структурой хозяйственных отраслей.

В рамках ЕЭС разработано общее для всех стран понятие “регион”, а признаком, по которому ту или иную территорию можно представить как относительно самостоятельную региональную единицу, служит ее социально-экономическое единство со всей национальной экономикой. Протекающие на ней экономические процессы должны отражать определенные закономерности всего общественного воспроизводства, формирующиеся под влиянием взаимосвязанных экономических, социальных и природных факторов. В этом смысле регион выступает как территориально-специализированная часть народного хозяйства страны, характеризующаяся единством и целостностью воспроизводственного процесса.

В территориальной системе Российской Федерации выделяется несколько региональных структур: 1. Структура, образуемая в соответствии с экономическим районированием на основе территориального разделения труда. Территории в составе этой структуры имеют определенную специализацию в едином процессе общественного воспроизводства и свои специфические особенности. Территориальное разделение труда – это объективный процесс производственной специализации, обособления экономических районов, развития межрайонной кооперации, обмена продукцией и услугами. Оно в свою очередь определяет основные закономерности и формы территориальной организации производства. 2. Структура, отвечающая критерию национально-государственного устройства и определяющая в соответствии с Конституцией совокупность равноправных субъектов Российской Федерации. 3. Региональная структура, отражающая территори-

ально-административное устройство каждого субъекта федерации. Она определяется спецификой расселения населения и сложностью централизованного управления социально-экономическими процессами на обширной территории государства. 4. Районы реализации региональных комплексных программ. Их выполнение вызывает сдвиги в территориальных пропорциях размещения производительных сил и формирование особых регионов.

Согласно этому делению, нами для эколого-геоморфологического районирования Сибири по опасным геоморфологическим процессам выделены три территориальных уровня размещения хозяйства: 1) регион – соответствует региональной структуре 1; 2) район – региональным структурам 2 и 3; 3) подрайон – региональной структуре 4. Такой подход использован при территориальном размещении хозяйственных отраслей и видов природопользования на карте природно-хозяйственного районирования Сибири [Абалаков и др., 2013], поскольку природно-хозяйственный процесс невозможно изучать без выделения территории его воздействия. Природно-хозяйственные районы, по крайней мере их ядра, формируются исторически, в них складываются определенные устойчивые системы ведения хозяйства, производственные отрасли экономики имеют в основе своей те или иные местные природные ресурсы, а сферы действия крупных региональных межотраслевых комплексов охватывают территории, обеспеченные этими ресурсами. Природно-хозяйственный район имеет свою отрасль специализации, обусловленную экономико-географическими факторами, образуется и развивается на основе общественного территориального разделения труда, разветвления производства на более узкие отрасли на основе создания специализированных производств.

Единицы природно-хозяйственного районирования представляют собой части территории определенного ранга, характеризующиеся значительной общностью и своеобразием физико-географических условий природопользования, определяемых природно-ресурсными, социально-экономическими и экологическими факторами. Географическая дифференциация хозяйственной деятельности обусловливает пространственные различия в характере и уровне антропогенного воздействия на окружающую среду. Вместе с тем различие типов ландшафтов, определяющих потенциал устойчивости к конкретным видам воздействия, влечет за собой различие в динамике изменений в природе, приводит к формированию пространственной дифференциации экологических ситуаций. В связи с этим территориальный аспект здесь имеет большое значение. К районообразующим факторам современных природно-хозяйственных районов относятся: наличие крупных месторождений полезных ископаемых, энергетических ресурсов, высокая плотность населения, транспортная освоенность территории, накопленный трудовой опыт и наличие соответствующих высококвалифицированных кадров и т. д.

Поэтому для проведения эколого-геоморфологического районирования Сибири по опасным природным процессам пространственные границы природно-хозяйственных районов будут иметь основополагающее значение, так как выделяют главные территориально-производственные комплексы и специфику их хозяйственной структуры, для которых те или

иные геоморфологические процессы могут представлять опасность. В связи с этим в их отношении необходимо проводить комплексный прогноз опасных природных процессов и применять превентивные меры в отношении чрезвычайных ситуаций природного и природно-техногенного характера, которые представляют угрозу для населения и хозяйства.

Многие отрасли хозяйства Сибири пространственно узко локализованы в крупных городах (фабрики, заводы, комбинаты, предприятия торговли и пищевой промышленности и т. п.), где функционирует строго регламентированная законодательно закрепленная государственная система защиты от опасных природных, в том числе геоморфологических процессов. Поэтому нами в системе эколого-геоморфологического районирования Сибири по опасным геоморфологическим процессам в принятом масштабе картографирования они не рассматриваются. Для территории городов и городских агломераций должны разрабатываться отдельные специализированные схемы эколого-геоморфологического районирования более крупного масштаба, на которых найдут отражение, в том числе, и очень опасные антропогенно спровоцированные геоморфологические процессы. Поэтому далее для территории Сибири мы будем рассматривать только те отрасли хозяйства и виды природопользования, которые имеют масштабное площадное распространение и на которые может быть оказано такого же рода масштабное опасное воздействие со стороны геоморфологических процессов и их антропогенных аналогов.

Процедура эколого-геоморфологического районирования – это единый процесс выделения типичных, но в то же время отличающихся определенным своеобразием элементов рельефа и проведение границ между ними. Единицы эколого-геоморфологического районирования представляют собой части единой территории определенного ранга, характеризующиеся значительной общностью и спецификой геоморфологических условий природопользования, определяемых природными, социально-экономическими и экологическими факторами. Эколого-геоморфологическое районирование базируется на общих принципах геоэкологического районирования, но при его выполнении вводится ряд корректирующих природно-ресурсных и экологических факторов, прежде всего учет отклика рельефа и геоморфологических процессов на антропогенное воздействие, возникающие при этом прямые и обратные связи в природно-антропогенных системах, их последующая трансформация [Кузьмин, Шаманова, 2014].

Выделяемые нами эколого-геоморфологические районы Сибири представляют собой многофакторные и многокритериальные системы, образующие комплекс многоцелевого разноуровневого районирования территории. Этот комплекс объединяет природные, природно-ресурсные и хозяйственные структурные уровни организации рельефа. Данные обстоятельства накладывают определенные, весьма существенные трудности в проведении границ между эколого-геоморфологическими районами. Однозначного решения этого вопроса нет, так как случаи совмещения природных и хозяйственно-административных границ – скорее исключение, чем правило. Поэтому часто в качестве рубежей эколого-геоморфологических районов

высокого ранга принимаются границы административно-территориальных образований Российской Федерации, а внутренние границы проводятся с учетом особенностей структуры рельефа.

В любом случае эколого-геоморфологическое районирование Сибири подчинено следующим общим принципам картографии. *Принцип ранговости* – соблюдение пространственной иерархии при выделении на карте элементов рельефа (геотектуры, морфоструктуры, морфоскульптуры) и развитых на них геоморфологических процессов. Для *принципа полноты деления* необходимо, чтобы вся территория картографирования (в нашем случае – эколого-геоморфологического районирования) была разделена на субординированные объекты в соответствии с выбранной методикой. При *принципе целостности* следует соблюдать, чтобы каждый из картографируемых элементов рельефа отвечал определенному этапу рельефообразования, принадлежал к определенному генетическому типу, характеризовался определенными морфометрическими показателями, геоморфологическими процессами и структурно-вещественными комплексами. *Принцип однородности описания* требует, чтобы каждый типологический элемент рельефа был охарактеризован одинаковым набором свойств с равной степенью детальности в соответствии с иерархическим уровнем принятой систематики. *Принцип специализации* – использование при картографировании элементов рельефа такого их разбиения (разграничения), которое наиболее полно отвечает поставленным целям и задачам исследования. *Принцип однородности границ* – проведение границ между геоморфологическими элементами только с фиксированным набором свойств. *Принцип непересечения границ* требует, чтобы при картографировании не выделялись участки, относящиеся более чем к одному классу объектов.

Выше отмечалось, что руководящий постулат эколого-геоморфологического районирования Сибири состоит в установлении для каждого района вполне определенного типа хозяйственного освоения или вида природопользования, для которого определяется специфический комплекс опасных геоморфологических процессов. От того, какой вид природопользования мы анализируем, будет зависеть то, какие геоморфологические процессы или их совокупности будут в этой ситуации опасными. Одно и то же природное явление для одного вида хозяйственной деятельности может нанести ущерб, а для другого – наоборот, принесет пользу. Классический пример из работ С.М. Мягкова [1995]: снежные заносы для автомобильных дорог – это опасность, а для сельскохозяйственных полей – благо; или крутые горные склоны для прокладки дорог – опасность, а для развития туризма – мощный ресурс; или вулканическая активность ведет к разрушению хозяйственных и жилых объектов и даже гибели людей, но создает вокруг вулканов плодородные почвы из пепловых суспензий.

В эколого-геоморфологических районах формируется такой специфический комплекс форм и элементов рельефа, который на основе хозяйственно-отраслевой структуры способен создавать устойчивый набор повторяющихся экологических явлений. Для получения практически значимых результатов эколого-геоморфологическое районирование должно опирать-

ся на системный подход, создавая комплексы методов, позволяющие раскрыть экологические функции рельефа в сложной системе “рельеф–население–хозяйство”. Это необходимо для более точной оценки и прогноза экологического состояния и экологической безопасности территорий Сибири различного ранга. На основе данных по эколого-геоморфологическому районированию структурам управления природопользованием необходимо определенно знать, *каким образом* в данных геоморфологических условиях (в данном эколого-геоморфологическом районе) каждый из видов природопользования или их совокупностей изменяет ход процессов рельефообразования и наоборот, *кому и для каких целей* необходимы эти сведения, *как и с какой эффективностью* их можно использовать в управлении системой защиты населения и хозяйства от стихийных бедствий и катастроф, в модернизации и рационализации природопользования.

Эколого-геоморфологическое районирование Сибири должно обладать целостностью, общностью и комплексностью рельефообразующих и хозяйственных условий и факторов, пространственной и предметной иерархичностью и проявлением в их структуре как региональных, так и типологических свойств. Регионально-типологическому подходу при этом придается особое значение, так как его использование позволяет одновременно учитывать как индивидуальные (единичные), так и типичные (всеобщие) свойства объектов районирования. При этом все факторы геоморфологической опасности можно объединить в четыре группы: 1) катастрофическая активизация рельефообразующих процессов, характерных для данного региона; 2) развитие нетипичных рельефообразующих процессов; 3) возникновение зон и очагов повышенного эколого-геоморфологического дискомфорта; 4) нарушение (разрушение) рельефа, истощение природных ресурсов. Анализ этих факторов как раз и позволяет сделать два важных методологических вывода: 1) геоморфологические процессы становятся опасными только в связи с конкретным видом хозяйственной деятельности; 2) каждый фактор формирует не только свой географический ареал (систему, район), который относительно стабилен в определенной части пространства в определенный промежуток времени, но и индивидуальный психический образ, который обусловлен особенностями сознания индивида и параметрами ментальной сферы в целом. Из этих выводов вытекают два концептуальных следствия: 1) о факторах геоморфологической опасности можно говорить только в связи с конкретным видом хозяйственной деятельности; 2) сочетание пространственно-временных и психологических связей обусловливает наличие системы факторов опасности, которые и лежат в основе эколого-геоморфологического районирования Сибири по опасным геоморфологическим процессам.

Методологическая модель-процедура эколого-экономической целесообразности хозяйственной деятельности в условиях геоморфологической опасности представлена на рис. 11.1. Специфика субъекта хозяйствования (предприятия, ведомства, организации) или вида хозяйственной деятельности (недропользование, лесопользование, рекреация) является непреложным условием эколого-геоморфологического районирования. С гене-

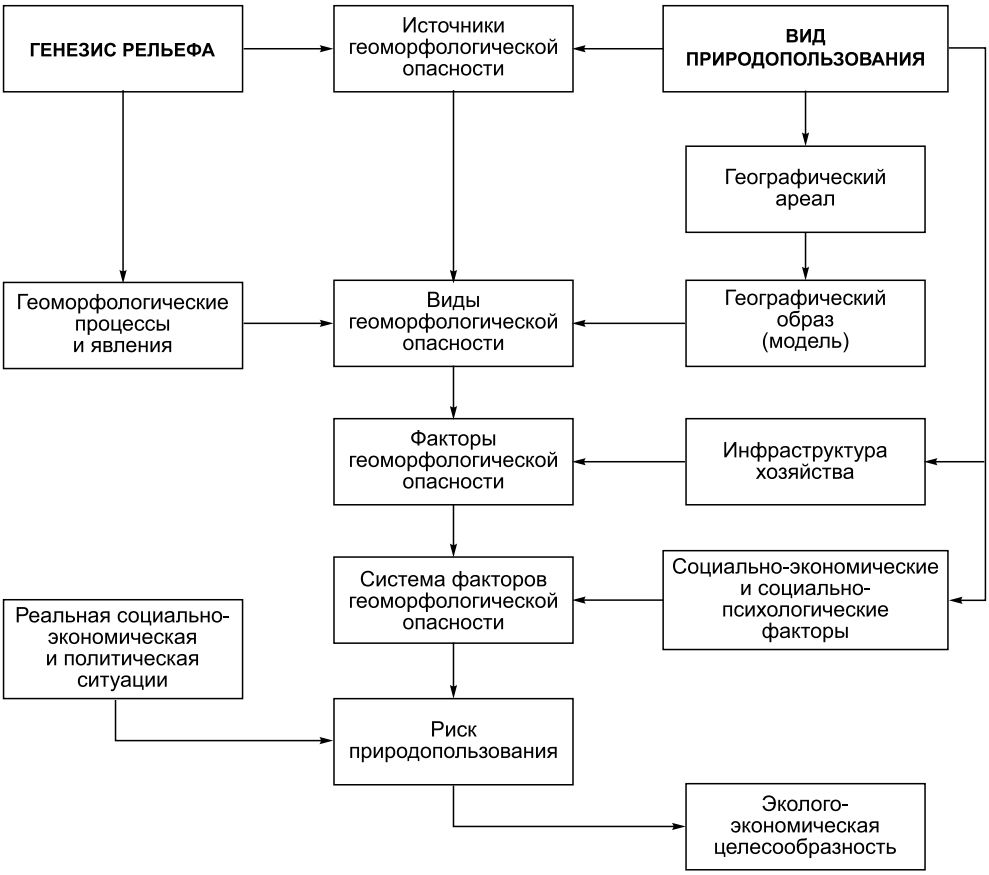


Рис. 11.1. Основные этапы оценки эколого-экономической целесообразности хозяйственной деятельности в условиях геоморфологической опасности.

зисом рельефа, особенностями формирования морфоструктуры и морфоскульптуры связаны возникающие на нем геоморфологические процессы и явления, источники геоморфологической опасности (экзогенные, эндогенные, антропогенные). Виды геоморфологической опасности формируются под воздействием геоморфологических процессов и источников геоморфологической опасности, а также той конкретной географической модели, которая их описывает и на которую влияет вид природопользования. Последний определяет конкретную хозяйственную инфраструктуру, технические решения по размещению и функционированию производства и в совокупности с видами образует фактор геоморфологической опасности. Когда становится известным, какие социально-экономические и социально-психологические факторы влияют на рассматриваемый вид природопользования, формируется система факторов геоморфологической опасности, т. е. рассматривается структура опасных геоморфологических процессов. При переходе непосредственно к природопользованию (функционирование производства) из реальной социально-экономической и политической си-

туации (вопросы управления) возникает риск, на основе оценки которого просчитывается эколого-экономическая целесообразность реализации данного вида природопользования в данных условиях, в данном месте, в данное время.

Собственно в картографическом отношении, в основе осуществляемого нами эколого-геоморфологического районирования Сибири по опасным геоморфологическим процессам лежит принцип совмещения контуров районов, определяемых как геоморфологическими, так и хозяйственными условиями, степенью вовлечения ландшафтов в хозяйственное использование, однотипностью антропогенных факторов воздействия на рельеф, наличием единых консолидирующих показателей формирования природно-хозяйственных комплексов. Каждый из выделенных районов выполняет определенные функции в системе территориального разделения труда внутри всей Сибири, а важнейшим его показателем является совокупный тип природопользования. Эколого-геоморфологические районы формируются исторически как в природном, так и в экономическом смысле. В них складываются определенные устойчивые, исторически апробированные системы ведения хозяйства в условиях типичного рельефа территории, в свою очередь также обладающего унаследованностью и собственной историей развития. Они в определенном смысле слова имеют свою оригинальную отрасль специализации. Основным территориально-консолидирующим фактором эколого-геоморфологических районов служит своеобразие их природно-ресурсного потенциала, определяемое наличием минерально-сырьевых, водных, лесных, земельных, трудовых, экономических и других ресурсов, а также геоморфологических процессов, которые создают опасные ситуации при использовании этих ресурсов.

Каждый эколого-геоморфологический район Сибири в зависимости от особенностей геолого-геоморфологического строения, ландшафтной структуры, климатических условий, специфики сложившегося и возможного в ближайшем будущем природопользования, природно-ресурсного потенциала имеет несколько подразделений.

Следующими важными принципами эколого-геоморфологического районирования Сибири по опасным геоморфологическим процессам являются иерархичность объектов и соблюдение субординированного пространственного масштаба [De Boyer, 1992]. В целом строение и функционирование геоморфологических систем – результат определенного набора взаимодействующих процессов, протекающих в разных масштабах пространства и времени. Каждая геоморфологическая система должна рассматриваться в контексте иерархии; в них существует подобие между масштабом процесса и результирующей формой, между пространственным и временным масштабом. Модель геоморфологической системы в пределах одного пространственного масштаба меняется в зависимости от исследуемого промежутка времени. Если же временной масштаб постоянный, то модель может быть различной в зависимости от пространственного масштаба: в мелком масштабе – направленное изменение крупных форм рельефа за большие промежутки времени – колебания около некоторых средних значений (динамическое равновесие), в среднем и крупном масштабе – статическое равнове-

сие малых форм рельефа в течение коротких промежутков времени. С увеличением размера связь между геоморфологическими системами приобретает все более стохастический характер из-за повышения количества путей распространения связующего сигнала и возможностей его трансформации.

Эколого-геоморфологические районы Сибири выделены дистанционно, поэтому при их картографировании использован еще один методологический принцип – гомологической закономерности [Иванов, Зайонц, 1999]. Он звучит так: действие каждой рельефообразующей силы (процесса) в определенном направлении с положительным или отрицательным знаком может создавать морфологические элементы, несущие черты сходства друг с другом. Хотя представления о гомологической закономерности не могут быть полностью реализованы в природных системах, в том числе в геоморфологических, но их универсальность позволяет нам построить относительно непротиворечивую классификацию опасных геоморфологических процессов, а на этой основе – карту эколого-геоморфологического районирования Сибири.

Эколого-геоморфологическое районирование Сибири является неотъемлемой частью общего физико-географического и экономико-географического районирования Российской Федерации, которые лежат в основе природно-хозяйственного районирования и выделения на этой основе устойчивых систем регионального природопользования. На каждый эколого-геоморфологический район воздействуют зональные (широтное распределение солнечной радиации на земной поверхности) и азональные (особенности гипсометрического положения, литологического состава горных пород, движений земной коры, соотношения суши и моря) агенты морфогенеза – главные условия, определяющие геоэкологическую обстановку. Одновременно в рельефе действуют процессы интеграции, связующие посредством циркуляции воздушных масс, стока, склонового перемещения твердого материала разнородные участки земной поверхности в сложные территориальные системы – геоморфосистемы. Наиболее тесные и разносторонние связи наблюдаются между смежными участками рельефа (между склонами и подножиями гор, речными долинами и водосборами рек и т. п.). По мере увеличения размеров и сложности элементов районирования “теснота” связей массо-энергопереноса в геоморфосистемах ослабевает и степень пространственной однородности уменьшается.

Анализ представлений о характере объектов эколого-геоморфологического районирования поставил перед нами следующие задачи: 1) выбор адекватного исходного описания объектов районирования; 2) выбор адекватных методов классификации; 3) содержательный анализ и интерпретацию результатов классификации. В этом случае одним из основных принципов классификации опасных геоморфологических процессов является соответствие классификаций содержательному характеру задач эколого-геоморфологического районирования. В зависимости от числа исходных единиц в задачах районирования различают одномерную и многомерную классификации [Тикунов, 1997]. Примером одномерной классификации (типологизации) является метод ведущего фактора [Эколого-географические районы..., 1996]. Это традиционный метод районирования в геогра-

фии, который учитывает в первую очередь основной, ведущий фактор, определяющий в значительной мере все другие компоненты. Ему соответствует типологическое районирование, т. е. процедура разбиения классифицируемых объектов на типы все более и более высокого таксономического ранга. Построение многомерной классификации основано на определенной последовательности одномерных классификаций (типологизаций). Сначала осуществляется типологическая группировка объектов районирования отдельно по каждому эколого-геоморфологическому показателю, а затем формируются группы (типы) объектов путем последовательного наложения соответствующих одномерных классификаций (тематических слоев). Такая многомерная классификация и вытекающее из нее комплексное районирование осуществляются классическими методами наложения (сопоставления контуров) частных видов геоморфологического и природно-хозяйственного районирования. При этом линии совпадения или близкого расположения границ частных видов районирования принимаются за границы эколого-геоморфологических районов, что позволяет охватывать наиболее существенные черты и особенности геоморфологических и природно-хозяйственных единиц и делает методы наложения необходимыми для эколого-геоморфологического районирования [Кини, Райфа, 1981].

Нами использован традиционный способ районирования, который связан с многоаспектной типологизацией объектов и обеспечивает развернутое представление различных типов (районов) в результате построения мысленно-логических матриц (таблиц) геоморфологических и природно-хозяйственных условий. Они являются неформальными классификационными моделями, а их уровням условно соответствуют нечисловые геоморфологические и природно-хозяйственные показатели, которые не обязаны находиться в иерархической зависимости друг от друга. В дальнейшем выделение эколого-геоморфологических районов осуществляется путем последовательного объединения (комбинации, сочетания) отдельных элементов различных уровней этих логических матриц-таблиц, или последовательного наложения одномерных группировок или тематических слоев, как это обычно делается при интегральных эколого-хозяйственных оценках [Ивченко, Мартыщенко, 1998]. В дополнение применен другой подход к многомерной классификации объектов, который основан на использовании качественного показателя их сходства/различия по всему комплексу геоморфологических процессов и видов природопользования и применении методов таксономии [Елисеева, Рукавишников, 1977; Енюков, 1986]. Данный подход позволяет уже в полной мере реализовать принцип комплексности с переходом к обобщению объектов эколого-геоморфологического районирования. Это позволяет легко представить данные в наглядной форме посредством ГИС-технологии, поскольку человек гораздо легче воспринимает графическую информацию, чем аналитическую.

Классификация объектов для районирования всегда является субъективной и относительной, так как она направлена на достижение определенной цели, которая не всегда может быть определена достаточно точно, что обусловливает трудность и неоднозначность формализованного представления сходства между объектами районирования. В связи с этим фор-

мулировка конкретных задач многомерной классификации зависит от ее цели, а их обоснованное решение можно получить лишь на основе глубокого содержательного анализа и интерпретации всех имеющихся сведений о геоморфологических и хозяйственных условиях изучаемой территории и полученной информации в результате обработки данных с помощью классификации. Классификации дискретны, так как в результате их использования генерируется нечисловая информация, формируются номинальные или ранговые показатели, которые могут быть дискретными величинами и иметь определенное конечное число значений – наименований классов. Поэтому результат любого районирования представляет собой определенный синтетический обобщенный нечисловой показатель, значениями которого являются наименования соответствующих классов объектов [Умывакин, 2002]. Отметим, что нечисловая, визуализированная, прежде всего картографическая информация более устойчива, чем количественная, т. е. данные, измеренные в количественных шкалах [Берлянт, 1988].

Таким образом, базой для эколого-геоморфологического районирования Сибири по опасным геоморфологическим процессам служит их классификация (табл. 11.1). Общие методологические принципы такой классификации без ее региональной привязки разработаны нами ранее [Кузьмин, 2006, 2009]. Для Сибири возникла необходимость ввести некоторые изменения и ограничения: 1) в классификации присутствуют только те геоморфологические процессы, которые распространены на территории Сибири (например, исключены геоморфологические процессы, связанные с вулканической деятельностью, активным опустыниванием, многие нивально-гляциальные процессы и т. д.); 2) в классификацию включены только те геоморфологические процессы, которые представляют реальную опасность для тех или иных видов природопользования на территории Сибири; 3) ранги процессов определяются не только морфоструктурными элементами геоморфологического районирования, но и степенью хозяйственного освоения территории, уровнем консолидированности и развитости территориально-производственных комплексов; 4) в классификации и последующем эколого-геоморфологическом районировании использованы принципы недавно проведенного нами общего природно-хозяйственного районирования Сибири [Абалаков и др., 2013]; 5) классификация не строго генетическая, в ней имеются также критерии, основанные на скорости, масштабах распространения и пространственной привязке опасных геоморфологических процессов; 6) пространственно-таксономическое соподчинение соблюдено до ранга группы процессов, отдельные процессы и их сочетания установлены по большей части произвольно.

Определение классификационных рангов, масштаба и границ основанных на них единиц эколого-геоморфологического районирования целеориентировано в смысле природопользования и укладывается в рамки эколого-экономической теории анклава региона академика А.Г. Гранберга [2000].

Согласно этой теории, изучение природных объектов и процессов имеет конкретный социально-экономический эффект только в том случае, если изучается непосредственный административно-территориальный субъ-

Таблица 11.1

Классификация опасных геоморфологических процессов Сибири

Типы	Классы	Группы	Отдельные процессы
1	2	3	4
Экзогенные	Флювиальные и комплексные денудационные	Эрозионно-гравитационные	Эрозия на склонах, формирование ложбин стока и деллей, обвалы, осыпи, осовы
		Линейная эрозия	Донная и боковая эрозия рек
		Площадная эрозия	Плоскостной смыв, струйчатая эрозия, накопление делювия
			Плоскостной смыв в сочетании с морозным выветриванием
			Плоскостной смыв в сочетании с дефляцией
			Плоскостной смыв в сочетании с курумообразованием
		Аллювиальные и пролювиальные	Формирование террас в речных долинах и конусов выноса в предгорных частях склонов
		Озерно-аллювиальные	Формирование озерных террас, заболачивание озер с образованием сапропелевых толщ
	Гравитационные	Гравитационные	Обвалы, осыпи
		Гидрогенно-гравитационные	Оползни, лавинообразование
		Гравитационно-дефляционные	Формирование обвалов и осыпей при активном влиянии выветривания и дефляции
	Инфильтрационные	Карстовые	Карстообразование поверхностное и подземное
		Суффозионные	Формирование суффозионных полостей и воронок
	Криогенные	Поверхностного течения	Солифлюкция, формирование оплывин и солифлюкционных террас, крип, десерпция
		Термоэрозионные	Термоэрозия, морозное пучение и формирование гидролаколлитов, мерзлотная трещиноватость
		Термокарстовые	Термокарст, режеляция, формирование полигональных грунтов, аласов
		Термогравитационные	Курумообразование в сочетании с солифлюкцией, крипом, обвалами, селями, лавинами
	Нивально-гляциальные	Нивальные	Нивальные в сочетании с солифлюкцией, селями и обвалами
		Гляциальные	Формирование экзарационных и аккумулятивных форм: кары, цирки, троги, морены и др.

Окончание табл. 11.1

1	2	3	4
Экзогенные	Эоловые	Аккумулятивные	Формирование дюн, барханов, перевеянных песков
		Дефляционные	Ветровая эрозия, формирование останцов обтачивания, котловин выдувания, бедлендов
	Биогенно-хемогенные	Элювиальные	Засоление, формирование травертинов, гейзеритов и т. п.
		Болотообразование	Заболачивание, торфообразование
	Береговые	Абразионные	Абразия
		Аккумулятивные	Формирование дельт, кос, баров и береговых валов и т. п.
		Термические	Термоабразия и ледовая абразия
Эндогенные	Быстрые	Сейсмогенные	Формирование линейных деформаций грунтов, разрывы, валы, уступы, просадки и т. п. в результате землетрясений
		Тектонические	Формирование линейных форм рельефа в зонах активных разломов: уступы, эскарпы, предгорные прогибы и т. п.
	Медленные	Пликативные	Тектонический крип
Антропогенные	Деструкция рельефа при разработке полезных ископаемых	Экспонированные	Карьеры, искусственные котловины, штольни, терриконы, россыпи и отвалы, хвостохранилища и т. п.
		Глубинные	Шахты, штреки, буровые скважины, разрывы горных пород при закачке отходов в глубокие горизонты земной коры, просадочно-декомпрессионные полости и т. п.
	Деструкция рельефа при распашке земель	Поверхностно-эрозионные	Плоскостной смыв и дефляция, оврагообразование, формирование бедлендов
		Поверхностно-аккумулятивные	Эоловая аккумуляция
	Прочие техномобилизационные	Эрозионно-аккумулятивные	Планировка и преобразование рельефа при строительстве площадных и линейных объектов
		Релаксационно-компенсационные	Наведенная сейсмичность

ект или единица хозяйствования. Эта единица представляет собой техногенную или антропогенную проекцию на природный регион (например, элемент физико-географического районирования, или топологическое подразделение ландшафта) и формирует своеобразную природно-антропогенную систему со специфическими экологическими, экономическими, этногеографическими, культурными и правовыми отношениями. Опасность геоморфологического процесса возникает только по отношению к конкретному виду хозяйственной деятельности в конкретных природных и соци-

ально-экономических условиях. Поэтому под эколого-геоморфологическим районом, независимо от его ранга, следует понимать такой участок земной поверхности, который, с одной стороны, относительно однороден по генетической взаимосвязанности разнокачественных геоморфологических условий и процессов, с другой – обладает устойчивым набором видов существующего природопользования и перспективного потенциального хозяйственного освоения. Это определенный таксон территории, который наделен специфическим геоморфологическим и хозяйственным (социально-экономическим) содержанием. При этом рельеф рассматривается и как среда, видоизмененная в результате предшествующей хозяйственной деятельности, и как источник ресурсов – плацдарм для дальнейшего взаимосвязанного развития хозяйственных систем.

Сложность элементов эколого-геоморфологического районирования Сибири требует для их описания использовать детерминированный, стохастический (вероятностный) и нечеткий (размытый) подход. В соответствии с принципом дополнительности Бора необходимо учитывать фактор неполноты и неопределенности как объективное условие принятия обоснованных управленческих решений на основе районирования. Поэтому такие решения возможны только после введения категории “цель”. Состояние геоморфологических процессов в выделенных территориальных единицах не является хорошим или плохим, предпочтительным или непредпочтительным, опасным или неопасным. Оно начинает относиться к одной из этих категорий лишь будучи вовлеченным в категориальные схемы ценностей, построенные субъектом – лицом или коллегиальным органом, принимающим административно-управленческое решение по развитию природопользования в конкретном регионе.

11.3. ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Изложенные выше подходы, рекомендации и классификация опасных геоморфологических процессов легли в основу эколого-геоморфологического районирования Сибири (рис. 11.2).

Границы всей Сибири определены в рамках административно-территориальных единиц. По иерархическому принципу на карте выделены три класса эколого-геоморфологических единиц, которые соответствуют строго определенным геоморфологическим единицам картографирования (табл. 11.2).

Для эколого-геоморфологического районирования Сибири необходимо выделить наиболее общие критерии опасности геоморфологических процессов (табл. 11.3). Согласно этим критериям в каждом эколого-геоморфологическом регионе отдельные районы и подрайоны на карте районирования разделены по степени геоморфологической опасности (см. рис. 11.2). Эколого-геоморфологические регионы и районы выделены на морфоструктурной основе, а подрайоны – дополнительно с учетом класса геоморфологических процессов по их генезису.

Опасные геоморфологические процессы выделялись по их реально существующему или возможному в ближайшей перспективе негативному

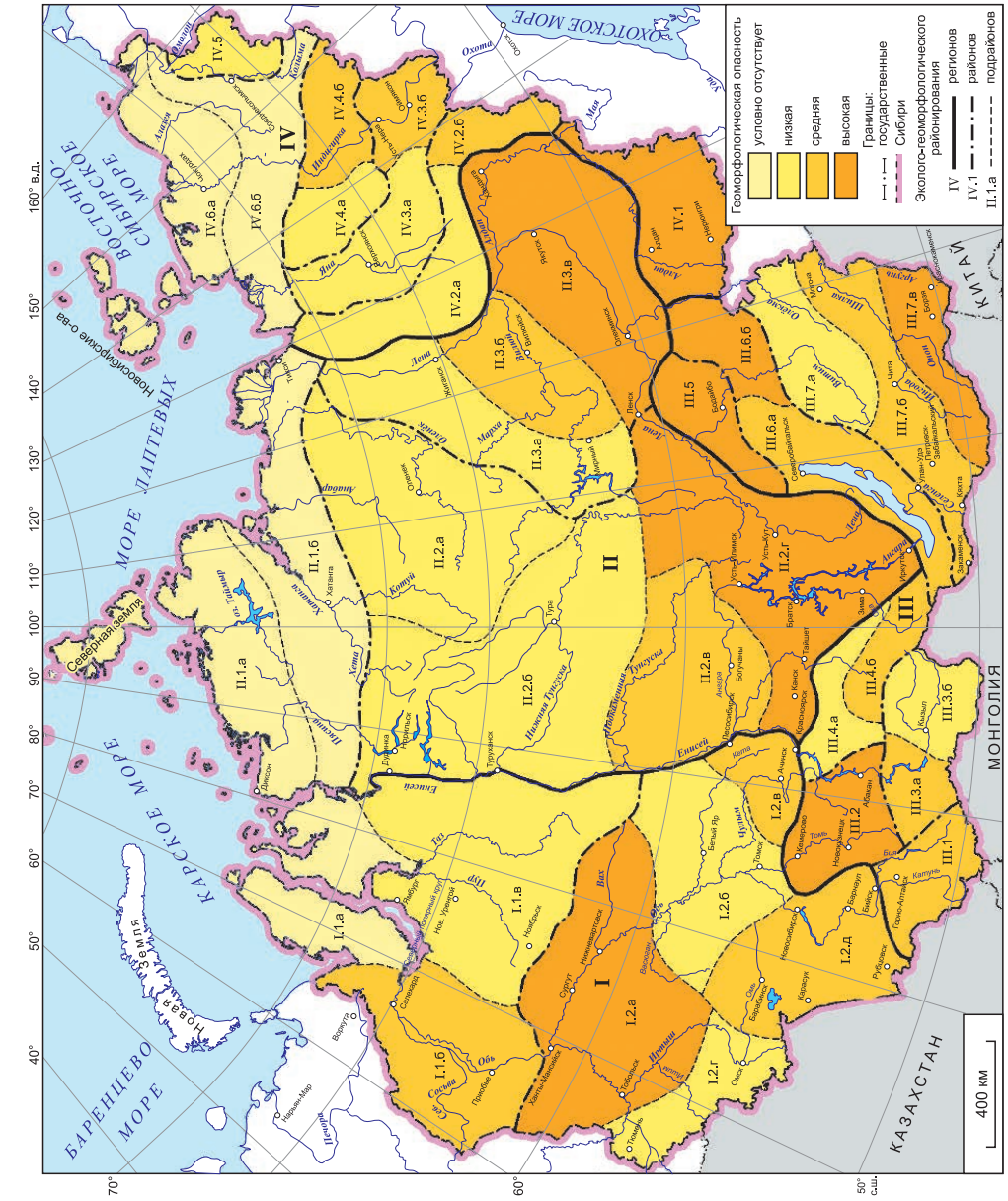


Рис. 11.2. Эколого-геоморфологическое районирование Сибири по опасным геоморфологическим процессам. Усл. обозн. единиц эколого-геоморфологического районирования см. в табл. 11.4.

Таблица 11.2

Пространственно-иерархические уровни эколого-геоморфологического районирования Сибири

Эколого-геоморфологические единицы районирования	Геоморфологические единицы картографирования	
	Формы рельефа	Геоморфологические процессы
Регионы	Геоморфологические страны	Типы
Районы	Геоморфологические провинции	Классы
Подрайоны	Геоморфологические области	Группы

воздействию на главные виды хозяйственной деятельности в единицах районирования (табл. 11.4).

Общая структура отраслей экономики, на которые геоморфологические процессы оказывают негативное воздействие, и главные виды природопользования в условиях геоморфологической опасности на территории Сибири представлены в табл. 11.5.

Большинство из них имеет широкое площадное распространение и воздействие на основные виды природных ресурсов: минеральные, земельные, лесные, водные и др. В силу этого они и подвергаются активному воздействию со стороны геоморфологических процессов, что может приводить к возникновению опасных ситуаций – риску природопользования. К ним применяется специальный региональный подход Э.А. Лихачевой, Д.А. Тимофеева [1999], который и отражен в нашей работе. Но многие важные отрасли экономики, такие как машиностроение, металлургия, химическая и легкая промышленности, расположены на территории крупных городов. Предприятия этих отраслей функционируют на землях, уже распланированных в процессе строительства, где проведена оценка опасных геоморфологических процессов, учтено их пространственное распространение, сила и масштаб проявления. Вообще изучение опасных геоморфологических процессов на территории крупных городов и городских агломераций является отдельной специальной отраслью экологической геоморфологии, в которой используются специальные методы исследований [Курбатова и др., 1997; Лихачева и др., 1998; Рельеф..., 2002; Кузьмин, Шаманова, 2010]

Какие конкретные геоморфологические процессы оказывают негативное влияние на виды хозяйственной деятельности, распространенные или планируемые в ближайшее время на территории Сибири, определено нами согласно СНиП 22-01-95 “Геофизика опасных природных воздействий”, СП 11-105-97 “Инженерно-геологические изыскания для строительства”, СНиП 22-02-2003 “Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов”, а также на основе многочисленных нормативных документов МЧС Российской Федерации. Именно вид хозяйственной деятельности определяет, будет ли геоморфологический процесс считаться опасным, негативным для развития производства или нет. Рассмотрим выделенные на карте эколого-геоморфологические районы относительно развития в них базовых видов хозяйственной деятельности и

Таблица 11.3

Шкала опасности геоморфологических процессов Сибири

Интенсивность	Характеристика процесса	Изменения ландшафта	Примеры процессов	Возможные разрушения	Ликвидация ЧС
1 – не интенсивный процесс, опасность условно отсутствует	Происходит на небольшой площади, охватывает малые массы грунта, малые скорости и расстояние перемещения по горизонтали и вертикали	Ландшафт практически не изменяется	Формирование оплывин на склонах, откосах дорог, малые оползни, размыв донных оврагов, локальный смыв–намыв почв, пучение грунтов, подмыв берегов, суффозия и солифлюкция	Небольшие нарушения сооружений и конструкций, локальные деформации и разрушения дорожного полотна	Не требуют привлечения административных структур, ликвидируются местным населением
2 – умеренно интенсивный процесс, низкая опасность	Охватывает заметную площадь и массы грунта, перемещаемые на расстояние: первые метры по горизонтали, первые сантиметры по вертикали	Локальные изменения в ландшафте и гидрогеологической среде	Камнепады, смещение осыпей, локальная активизация оползней, образование и рост донных и береговых оврагов и эрозионных рытвин, заметный смыв–намыв почв	Частичное разрушение сооружений и конструкций, наклон зданий, искривление трубопроводов и дорожного полотна, линий электропередачи	Местные административные и муниципальные власти
3 – интенсивный процесс, средняя опасность	Охватывает большую площадь и массы грунта; перемещение – до десятков метров по горизонтали, до десятков сантиметров по вертикали	Заметные изменения в ландшафте и гидрогеологической среде	Сели, крупные оползни, обрушение скал, откосов дорог, стенок карьеров, активная эрозия, сильный смыв–намыв почв, русловые деформации, обширные карстовые и суффозионные просадки	Значительное, но неполное разрушение сооружений и конструкций, больших участков сельхозугодий, трубопроводов, дорог, травмы, ранения и единичные жертвы среди населения	Местные административные, муниципальные, областные и краевые власти
4 – очень интенсивный процесс, высокая опасность	Быстрые перемещения значительных масс грунта на больших площадях, горизонтальные – до сотен метров, вертикальные – до десятков метров	Сильные изменения ландшафта. Негативное влияние на соседние территории вне очага их распространения	Серия селей, площадная активизация оползней, карстовые провалы, разрушение берегов, дефляция, массовое оврагообразование, сплошной смыв–намыв почв, пыльные бури	Полное разрушение хозяйственной инфраструктуры, сохраняются отдельные сооружения, участки сельхозугодий, трубопроводов, число жертв среди населения превышает 10 человек	Областные и федеральные организации, общенациональные и международные службы спасения

Таблица 11.4

Главные виды хозяйственной деятельности в эколого-геоморфологических районах Сибири

Единицы эколого-геоморфологического районирования			Виды хозяйственной деятельности	
Регион	Район	Подрайон	существующие	планируемые
1	2	3	4	5
I. Западно-Сибирская низменность	I.1. Северо-Западносибирский	I.1.а. Ямальский	Оленеводство, рыболовство, пушной промысел, морской транспорт	Нефтегазодобывающая, трубопроводный транспорт
		I.1.б. Нижнеобский	Салехардский транспортный узел, оленеводство, пушной промысел, нефтегазодобыча	Нефтегазодобывающая, туризм
		I.1.в. Тазовский	Газодобывающая. Транспорт трубопроводный, железнодорожный, автомобильный. Электроэнергетика. Оленеводство	Нефтегазодобывающая. Транспорт водный, трубопроводный
	I.2. Южно-Западносибирский	I.2.а. Ханты-Мансийский	Нефтегазодобывающая и перерабатывающая, энергетическая, лесопромысловая, промышленно-пригородная. Трубопроводный, водный, железнодорожный, автотранспорт	Аграрно-промышленная, туризм
		I.2.б. Чулымо-Кетский	Нефтегазодобывающая, лесопромышленная, охото-рыболовно-промысловая	Аграрно-промысловая
		I.2.в. Ачинский	Мясомолочное животноводство, деревообрабатывающая	Земледелие, химическая
		I.2.г. Среднеиртышский	Нефтеперерабатывающая, химическая, машиностроение, аграрный комплекс	Горнодобывающая
		I.2.д. Барабинский	Зерновое земледелие, животноводство, цветная металлургия, химическая, машиностроение, пригородное сельское хозяйство	»
II. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири	II.1. Северосибирский	II.1.а. Таймырский	Пушной промысел, оленеводство, рыбный промысел	Топливно-горнорудная
		II.1.б. Хатангский	Пушной промысел, оленеводство	Газодобывающая
	II.2. Среднесибирский	II.2.а. Путорано-Тунгусский	Горнодобывающая, цветная металлургия, охотничий промысел, лесное хозяйство	Разработка месторождений нефти и газа
		II.2.б. Анабаро-Оленекский	Охото-рыболовно-промысловая, геологоразведка, оленеводство	Горно-рудная, горно-химическая

Окончание табл. 11.4

1	2	3	4	5
II. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири	II.2. Среднесибирский	II.2.в. Ангаро-Тунгусский	Горно-рудная, лесное хозяйство, охото-рыболовно-промысловый	Гидроэнергетика, нефтегазодобывающая
		II.2.г. Ангаро-Ленский	Лесозаготовка, гидроэнергетика, деревообрабатывающая, цветная металлургия, угольная, скотоводство, земледелие, машиностроение, нефтеперерабатывающая, химическая	Высокоперспективная развивающаяся нефтегазодобывающая промышленность
	II.3. Якутский	II.3.а. Лено-Вилюйский	Оленеводство, алмазодобывающая, горнодобывающая	Нефтегазодобывающая
		II.3.б. Вилюйский	Скотоводство, очаги земледелия, добывающая и обрабатывающая промышленность	Якутский газоперерабатывающий комплекс
		II.3.в. Лено-Алданский	Оленеводство, охотничьи промыслы, лесная и горно-рудная промышленность	Горно-рудная и горнодобывающая
III. Горы Южной Сибири	III.1. Горно-Алтайский	–	Горно-рудная, лесная	Рекреация
	III.2. Кузбасский	–	Цветная и черная металлургия, угледобывающая и химическая, крупное электротехническое и тяжелое машиностроение	Аграрный комплекс
	III.3. Саяно-Тувинский	III.3.а. Западно-Саянский	Молочно-мясное скотоводство, овцеводство, зерновое земледелие	Горно-рудная промышленность
		III.3.б. Тувинский	Мясошерстное овцеводство, мясомолочное скотоводство, охотничьи промыслы	Добыча полиметаллических и медных руд, рекреация, горнодобывающая
	III.4. Восточно-Саянский	III.4.а. Предсаянский	Молочно-мясное скотоводство, овцеводство, земледелие	Горнодобывающая
		III.4.б. Горно-Саянский	Лесной промысел, скотоводство	Горно-рудная, рекреация
	III.5. Байкало-Патомский	–	Лесные промыслы, горнодобывающая, в том числе золоторудная	Горнодобывающая

	III.6. Прибайкальский	III.6.а. Байкальский	Охото-рыболовно-промысловый, рекреация, туризм, лесное хозяйство, скотоводство	Рекреация, туризм, сельское хозяйство
		III.6.б. Чаро-Витимский	Лесные промыслы, оленеводство, очаги горнодобывающей промышленности	Горно-рудная промышленность
	III.7. Забайкальский	III.7.а. Верхневитимский	Лесные промыслы, очаги горно-рудной и деревообрабатывающей промышленности	Долинное земледелие, животноводство
		III.7.б. Шилко-Хилокский	Лесное и сельское хозяйство, перерабатывающая промышленность, машиностроение, горно-рудная, пригородное сельское хозяйство	Горнодобывающая, лесоперерабатывающая, лесохимическая
		III.7.в. Онон-Аргунский	Овцеводство, скотоводство, обширные очаги горнодобывающей промышленности	Туризм, земледелие
IV. Горы и равнины северо-востока Сибири	IV.1. Становой	–	Оленеводство, лесные промыслы, горно-рудная, пригородное сельское хозяйство	Металлургические комбинаты
	IV.2. Верхояно-Улаханский	IV.2.а. Верхоянский	Пушной промысел	Горнодобывающая
		IV.2.б. Улаханский	Редкие очаги горнодобывающей промышленности	Горно-рудная
	IV.3. Яно-Оймяконский	IV.3.а. Янский	Оленеводство, коневодство	Дальнейшее развитие
		IV.3.б. Верхне-индигирский	Оленеводство, пушной промысел	Угольная промышленность
	IV.4. Черский	IV.4.а. Западно-Черский	Редкие очаги золотодобычи	Горнодобывающая
		IV.4.б. Восточно-Черский	Редкие очаги горно-рудной промышленности	»
	IV.5. Юкагиро-Анюйский	–	Очаги горно-рудной промышленности	Олово- и золотодобывающая
	IV.6. Яно-Колымский	IV.6.а. Алазейский	Промыслы пушного и морского зверя, рыбные	Дальнейшее развитие
		IV.6.б. Нижнеиндигирский	Оленеводство, пушной промысел	»

Таблица 11.5

Структура основных хозяйственных отраслей Сибири

Тип	Отрасль	Виды и некоторые главные характеристики
1	2	3
Промышленность	Горнодобывающая	Горно-рудная, добыча полезных ископаемых, руд и россыпей драгоценных металлов Нефтегазодобывающая, добыча углеводородного сырья и топлива, газового конденсата Угледобывающая, разработка открытых и подземных месторождений угля Добыча строительных материалов, открытая разработка месторождений, обогащение
	Горноперерабатывающая	Горно-обогатительная, функционирование горно-обогатительных комбинатов Нефтегазоперерабатывающая, первичное производство соляра, мазута, лигроина и т. п. Углеперерабатывающая, производство кокса, брикетов и угольной пыли, каменноугольных смол, продуктов трансформации бензола, термовыщелачивание бурых углей и др.
	Лесопромышленная	Лесозаготовка, производство первичной древесины, обеспечение ее воспроизводства Деревообрабатывающая, производство продуктов первичной обработки древесины – лес-кругляк, брус, доски, шпалы, фанера, шпон, рейка, дробленка, технологическая щепа и т. п.
	Химическая	Нефтегазохимическая, производство синтетических волокон и нетканых материалов, резинотехнических изделий, минеральных удобрений, спирта, топлива, технического углерода и т. п. Угольно-химическая, производство коксового газа, аммиака, толуола, бензола, фенола, нафталина, салицилового спирта, свинца, ванадия, серы, цинка, германия и др. Лесохимическая, в том числе целлюлозно-бумажная, спиртопорошковое производство, получение древесного угля, производство ДВП, ДСП, ламината, вискозных и ацетатных волокон и т. п.
	Обрабатывающая	Черная и цветная металлургия, доменное плавление, производства чугуна, стали, ферросплавов, электролиз, флотация, металлообработка, производство проката, металлопокрытий и т. д. Машиностроение, в том числе станкостроение, горно-шахтное, металлургическое, научно-прессовое, транспортное и сельскохозяйственное оборудование, электротехника, электроника и др.
	Электроэнергетика	Гидроэлектроэнергетика – ГЭС, создание плотин и водохранилищ на крупных реках Топливная энергетика – ТЭС, ТЭЦ, использование в качестве сырья нефти, газа и их продуктов Биоэнергетика – ГРЭС, использование в качестве сырья торфа, древесины, лигнина и т. п.

Окончание табл. 11.5

1	2	3
	Строительство	Площадные объекты – предприятия, жилые объекты, объекты инфраструктуры и т. д. Линейные объекты – дороги, трубопроводы, линии электропередачи и др.
	Транспорт	Наземный транспорт – функционирование и ремонт автомобильных и железных дорог Водный транспорт – функционирование и ремонт судов, создание каналов и др. Воздушный транспорт – функционирование и ремонт воздушных судов, аэропортов и т. п.
Сельское хозяйство	Животноводство	Мясомолочное скотоводство, фермерское разведение и выпас крупного рогатого скота Разведение мелкого рогатого скота, овцеводство, свиноводство, птицеводство и др.
	Земледелие	Выращивание зерновых культур – пшеница, рожь, овес, ячмень, просо, гречиха и др. Овощеводство, выращивание овощей, картофелеводство, тепличное хозяйство и др. Выращивание технических и кормовых культур – подсолнечник, рапс, кукуруза, люцерна и др. Фермерское и пригородное хозяйство, производство продуктов питания местного сбыта
Традиционные промыслы	Охотничье-промысловая	Пушной промысел, заготовка шкурок ценных пушных зверей – соболь, белка, горностай, ондатра, колонок и др., зверофермерское хозяйство – норка, соболь, кролик и др. Рыбный промысел, ценные морские промысловые рыбы – навага, треска, хамса, корюшка и др., ценные озерные и речные промысловые рыбы – омуль, сиг, форель, пелядь, стерлядь и др.
	Этническое природопользование	Оленеводство, разведение оленей коренными народами Сибири – лесные, тундровые Овцеводство, разведение овец коренными народами юга Сибири – степи, полупустыни Коневодство, разведение и эксплуатация лошадей в хозяйстве коренных тюркоязычных народов Сибири, мясное стадное коневодство, племенное разведение лошадей и др.
Рекреационно-туристическая	Рекреация	Курортно-бальнеологическая – курорты, пансионаты, лечебницы, здравницы и т. п. Собственно рекреационная – дома отдыха, рекреационные центры, кемпинги, отели и т. п.
	Туризм	Экологический туризм – туристические базы общего назначения, туристические центры и стационары, палаточные лагеря, туристические сети, тропы, маршруты и др. Экстремальный туризм – альпинизм, горно-лыжный, спелеологический, дайвинг и т. п.

природопользования и опасных геоморфологических процессов, а также региональные особенности их функционирования.

I. Западно-Сибирская низменность. I.1. Северо-Западносибирский район. I.1.а. Ямальский подрайон. Это территория преимущественно традиционного адаптивного природопользования коренных северных народов Сибири, которые хорошо приспособлены к любым опасным природным процессам. Для развития морского транспорта опасность могут представлять процессы береговой ледовой и термической абразии вдоль побережья Ямала. В случае развития здесь в ближайшей перспективе нефтегазодобывающей промышленности и строительства магистральных трубопроводов опасными могут стать широко распространенные в подрайоне криогенные и посткриогенные процессы, главным образом термоэрозия в комплексе с морозным пучением грунтов и мерзлотной трещиноватостью. Возможна также активизация солифлюкционных процессов, криогенного крипа, формирование плывунов. В прибрежных районах Обской губы на открытых пространствах не исключены проявления неблагоприятных процессов эоловой аккумуляции и биогенно-хемогенных процессов, например, таких как болотообразование.

I. Западно-Сибирская низменность. I.1. Северо-Западносибирский район. I.1.б. Нижнеобский подрайон. Для развитого в нижнем течении Оби комплексного речного и морского судоходства в Салехардском транспортном узле большую опасность представляют аллювиальные и аллювиально-пролювиальные толщи высокой поймы р. Обь, подверженные активным криогенным и посткриогенным процессам, а на ее правом берегу, на низких террасах преобладают опасные оползневые процессы в обводненных сезонно- и вечномерзлых грунтах. При переходе к высоким террасам и возвышенностям Сибирских Увалов развитие получают опасные эрозионные процессы, включая оврагообразование, а также плоскостной смыв в сочетании со струйчатой эрозией и накоплением подвижного делювия, термоэрозия и термокарст на Сосьвинской возвышенности и др. В локальных понижениях происходит активное заболачивание.

I. Западно-Сибирская низменность. I.1. Северо-Западносибирский район. I.1.в. Тазовский подрайон. Все виды опасных криогенных процессов широко развиты в северной части подрайона – Тазовская и Пурская низменности, Нижнеенисейская возвышенность, но нефтегазовый комплекс и сопутствующие ему транспортные магистрали здесь пока слабо представлены. Активно развиты эти отрасли хозяйства на юге подрайона, но здесь господствуют другие опасные геоморфологические процессы: плоскостной смыв в сочетании со струйчатой эрозией – Верхнетазовская возвышенность, а по речным долинам и на выположенных местоположениях происходит активное заболачивание, формируются озерно-аллювиальные комплексы отложений. На самом юго-востоке подрайона широко распространена эоловая аккумуляция.

I. Западно-Сибирская низменность. I.2. Южно-Западносибирский район. I.2.а. Ханты-Мансийский подрайон. Здесь сосредоточены основные эксплуатируемые нефтяные и газовые месторождения, предприятия нефтегазопереработки и топливной энергетики. Большая часть территории занята

Кондинской и Среднеобской низменностями с широким развитием опасных биогенно-хемогенных элювиальных процессов и заболачивания, на возвышенных местоположениях в долине р. Иртыш – оврагообразование и плоскостной смыв, в долине р. Обь – пойменно-русловая эрозия и аккумуляция, на Кетско-Тымской наклонной равнине – эоловая аккумуляция, очагами – солифлюкция и криогенный поверхностный крип. Эти процессы оказывают существенное негативное влияние и на развитие транспортной инфраструктуры, которая обеспечивает нормальное функционирование нефтегазодобывающих и перерабатывающих предприятий, объектов вспомогательной энергетики и трубопроводной системы.

I. Западно-Сибирская низменность. I.2. Южно-Западносибирский район. I.2.б. Чулымо-Кетский подрайон. К активно развитому нефтегазовому комплексу левобережья Оби на юго-западе подрайона добавляется лесопромышленный комплекс в северо-восточной части в долинах рек Кеть и Чулым и формирующаяся большими темпами аграрная отрасль в районе долины р. Томь (Томский агропромышленный район). На Васюганской наклонной равнине и Чулымо-Кетском плато доминируют биогенно-хемогенные процессы, как болотообразующие, так и элювиальные. Для агропромышленного комплекса в бассейне р. Томь наиболее опасны широко развитые здесь процессы плоскостного смыва в сочетании со струйчатой эрозией и накоплением делювия, возможны проявления оползневых процессов особенно при активном антропогенном воздействии на слабоустойчивые почвы и ландшафты региона. На самых северных отрогах Кузнецкого Алатау происходит активное антропогенное разрушение рельефа в местах открытой разработки месторождений, преимущественно строительных материалов.

I. Западно-Сибирская низменность. I.2. Южно-Западносибирский район. I.2.в. Ачинский подрайон. Здесь развиты две основные отрасли хозяйства: лесопромышленная и мясомолочное животноводство, на самом юге добавляется угледобывающая промышленность. Характерные для всей Западной Сибири обводнение и заболачивание ландшафтов в этом подрайоне практически не сказываются. Из биогенно-хемогенных процессов опасность представляют только элювиальные, в основном для формирования транспортной инфраструктуры при лесозаготовке. Значительно более опасны такие геоморфологические процессы, как эрозия, оврагообразование и плоскостной смыв, особенно для развития животноводческого комплекса, а инфильтрационные карстовые и суффозионные процессы – для угледобывающей промышленности на юго-западе подрайона. Тем не менее в целом подрайон достаточно компактный, территориально обустроенный, имеет хорошо развитую хозяйственную инфраструктуру Красноярского промышленного центра, что обеспечивает высокий уровень защиты хозяйственных отраслей от воздействия опасных геоморфологических процессов.

I. Западно-Сибирская низменность. I.2. Южно-Западносибирский район. I.2.г. Среднеиртышский подрайон. Располагается на практически выположенных, отчасти пологоувалистых междуречьях Тобола, Ишима и Иртыша. В Омском промышленном узле сосредоточены главные отрасли хозяйства подрайона: нефтепереработка, нефтехимия, машиностроение и

др. Широко развито здесь сельское хозяйство. По долинам рек наибольшую опасность представляют активные эрозионные процессы и оврагообразование, на Ишимской наклонной равнине доминируют биогенно-хемогенные элювиальные, инфильтрационные суффозионные процессы, локально встречаются заболоченные участки и места развития эоловых аккумулятивных процессов. Все эти опасные геоморфологические процессы имеют отношение к развитию главным образом сельского хозяйства, прежде всего пахотного земледелия. На правобережной части бассейна р. Тобол отмечаются активные антропогенно спровоцированные геоморфологические процессы, приводящие к масштабной деструкции рельефа в местах открытой разработки месторождений полезных ископаемых (карьеры, россыпи и т. п.).

I. Западно-Сибирская низменность. I.2. Южно-Западносибирский район. I.2.д. Барабинский подрайон хорошо развит и в промышленном, и в сельскохозяйственном отношении. Для крупных промышленных узлов – Новосибирского, Барнаульского – характерны металлургическая и химическая промышленность, машиностроение, гидроэнергетика и др. В предгорьях Алтая развит крупнейший в Сибири зернопромышленный комплекс, а также пригородное сельское хозяйство. На территории Барабинской низменности и Кулундинской наклонной равнине преобладают опасные инфильтрационные суффозионные процессы, плоскостной смыв в сочетании со струйчатой эрозией и накоплением делювия, на севере подрайона – элювиальные биогенно-хемогенные процессы. Подобная ситуация типична и для предгорных районов Алтая, где картина пространственного распределения опасных геоморфологических процессов становится значительно более пестрой, добавляются опасные инфильтрационные карстовые процессы, засоление грунтов, оврагообразование.

II. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. II.1. Северосибирский район. II.1.а. Таймырский подрайон. В настоящий момент подрайон в промышленном отношении практически не освоен, развито традиционное природопользование коренных северных народов Сибири. Тем не менее в планах экономического развития всего Арктического шельфа России значится формирование на Таймыре топливно-энергетического хозяйства, разведаны месторождения углеводородного сырья и оловорудоносные россыпи касситерита, в том числе на архипелаге Северная Земля. Эти социально-хозяйственные перспективы связаны в первую очередь с развитием Северного морского судоходства и Усть-Енисейского транспортно-промышленного узла (Дудинка, Норильск), который, однако, расположен уже за пределами подрайона. Основными опасными геоморфологическими процессами могут стать абразионные, термо- и ледово-абразионные береговые процессы, в горах Бырранга – это комплексные гравитационно-мерзлотные процессы с активной солифлюкцией и криогенным крипом, а в окрестностях оз. Таймыр – термокарстовые процессы. Густая гидросеть в горах Бырранга, невысокий, но глубоко расчлененный рельеф, достаточное атмосферное увлажнение сопровождаются активным развитием эрозионных и гравитационных процессов (обвалы, осыпи, оползни), плоскостным смы-

вом, струйчатой эрозией, высокоподвижными делювиальными и коллювиальными плащами.

II. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. II.1. Северосибирский район. II.1.б. Хатангский подрайон. По существующему и планируемому социально-экономическому развитию этот подрайон во многом аналогичен предыдущему, но отличается спецификой развития опасных геоморфологических процессов на Северо-Сибирской низменности, которая лишь в некоторых местах осложнена небольшими поднятиями, такими как кряжи Чекановского и Прончищева, гряда Хара-Тас. В этой связи опасность для хозяйственной инфраструктуры могут представлять береговые абразионные и ледово-абразионные процессы в эстуарии р. Хатанги и аккумулятивные – в дельте р. Лены. Очень широко развит в подрайоне весь комплекс опасных криогенных процессов, особенно в обводненных грунтах в сочетании с биогенно-хемогенным болотообразованием. Поднятия, увалы и кряжи изрезаны речными долинами с активной эрозией, оврагообразованием, плоскостным смывом, морозным выветриванием по склонам, солифлюкцией, криогенным крипом, развиты подвижные курумы.

II. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. II.2. Среднесибирский район. II.2.а. Путорано-Тунгусский подрайон. Для этого подрайона характерны два основных направления развития хозяйства: горнодобывающая промышленность и цветная металлургия – на севере (Норильский промышленный узел), лесное хозяйство и охотничьи промыслы – на юге. В перспективе намечается разработка уже разведанных месторождений нефти и газа на Сибирской платформе. Территория подрайона занята Среднесибирским плоскогорьем, где развиты преимущественно флювиальные и комплексные денудационные геоморфологические процессы. Опасность среди них могут представлять глубинная и боковая эрозия по долинам рек, оврагообразование, активный плоскостной смыв и струйчатая эрозия, которые в условиях переувлажненных грунтов формируют динамически неустойчивые делювиальные покровы. В северо-западной части подрайона, на правобережье р. Енисей активно проявлен термокарст, а на пойменно-долинных участках – термоэрозия. На возвышенных участках рельефа, таких как плато Путоран, Сыверма, часть Центрально-Тунгусского плато, наряду с активными эрозионными процессами развито морозное выветривание, а на водоразделах – комплекс нивальных форм рельефа.

II. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. II.2. Среднесибирский район. II.2.б. Анабаро-Оленекский подрайон. В хозяйственном отношении подрайон слабо освоен. Развиты в основном охото-рыболовно-промысловые отрасли, геологоразведка, традиционное оленеводство коренных народов Сибири. Однако в перспективе намечается активное развитие горно-рудной, горнодобывающей и горно-химической отраслей промышленности, ориентированных на обеспечение сырьем южных районов Сибири. Континентальность, суровость климата в этом подрайоне повышается по сравнению с предыдущим, что и определяет спектр основных опасных геоморфологических процессов. На значительной части территории подрайона, особенно в нижних частях бассейнов рек Анабар и Оленек, развиты

криогенные процессы, главным образом солифлюкция и криогенный крип, осложненные очагами активного термокарста. Возвышенные участки Анабарского и Вилюйского плато в большей степени подвержены эрозионно-денудационным процессам, таким как глубинная и боковая эрозия, активный плоскостной смыв и струйчатая эрозия на переувлажненных сезонно-мерзлых грунтах, оврагообразование.

II. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. II.2. Среднесибирский район. II.2.в. Ангаро-Тунгусский подрайон. Кроме традиционного природопользования и охотничьих промыслов, главной отраслью хозяйства в подрайоне является лесная промышленность, которая выступает в качестве сырьевой базы для развития лесоперерабатывающей и лесохимической промышленности в более южном Ангаро-Ленском подрайоне. Территорию подрайона практически полностью занимают Енисейский кряж и Центрально-Тунгусское плато. Климат здесь менее суровый, чем в предыдущем подрайоне, поэтому комплекс криогенных процессов существенно не опасен для развития имеющихся здесь отраслей хозяйства. Но флювиальные и комплексные денудационные процессы следует при этом учитывать. Основную опасность представляет кумулятивный эффект, возникающий от плоскостного смыв на мощных, сильнообводненных делювиальных грунтах в очагах их активного морозного выветривания и сезонномерзлого пучения. Таких очагов в подрайоне достаточно много. Кроме того, в долине р. Ангары, особенно вдоль ее правого борта, активно развиваются эрозионные процессы, а на левом, более пологом берегу – оврагообразование. На Енисейском кряже рельеф глубоко расчленен, и здесь преобладают обвально-осыпные процессы, подвижные курумы.

II. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. II.2. Среднесибирский район. II.2.г. Ангаро-Ленский подрайон. Это один из самых развитых и многообразных в хозяйственном отношении подрайонов во всей Сибири. Его северная часть – это территория развития крупного лесопромышленного комплекса: лесодобыча, первичная и вторичная деревообрабатывающая, лесохимическая, целлюлозно-бумажная промышленности, цветная металлургия. На Енисейском и Ангарском кряжах, на юге Центрально-Тунгусского и Приленском плато преобладают флювиальные процессы: эрозия, плоскостной смыв, комплексная денудация. По берегам крупных ангарских водохранилищ наиболее опасны абразионные и аккумулятивные береговые процессы, такие как оползни, размывы берегов, просадки грунта, плывуны и др. Также в районе водохранилищ известны инструментально зарегистрированные случаи наведенной сейсмичности, которая является дополнительным источником энергии для развития опасных процессов. В центральной части подрайона широко представлен горнодобывающий комплекс: крупные эксплуатируемые месторождения нефти и газа с сопровождающей их инфраструктурой, трубопроводами. Из-за резко континентального климата Ангарского и Лено-Ангарского плато здесь преобладают не только эрозионно-денудационные процессы, но и широкий комплекс криогенных процессов, солифлюкция, криогенный крип. Из-за широкомасштабного развития карбонатных пород в бассейнах рек Ангары, Лены, Киренги опасность представляют инфильтрационные карстовые

процессы, суффозия. Локально, по долинам рек встречаются очаги биогенно-хемогенного заболачивания. На юге подрайона на Иркутско-Черемховской равнине, Онотской возвышенности в бассейне р. Куда развито сельское хозяйство: зерноводство, мясомолочное скотоводство, овцеводство. На юго-западе расположены крупные открытые разрезы по добыче бурых углей – Иркутско-Черемховский угольный разрез. На самом юге подрайона расположен Иркутский промышленный узел с высокотехнологичными отраслями хозяйства: цветная металлургия, нефтепереработка, нефтехимия, машиностроение, химическая промышленность и др. И одновременно картина развития здесь опасных геоморфологических процессов, соответственно, самая разнообразная. Наблюдаются активные флювиальные эрозионные процессы, дефляция, оврагообразование, инфильтрационные карстовые процессы, суффозия, заболачивание, плоскостной размыв, оползни, сильно развиты антропогенно спровоцированные опасные геоморфологические процессы. В крупных городах Иркутской области – Иркутске, Ангарске, Усолье-Сибирском, Черемхово, Шелехове – активно проявлена техногенная суффозия, которая сопровождается просадками грунта.

II. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. II.3. Якутский район. II.3.а. Лено-Вилюйский подрайон. Включает в себя две крупные территории, которые отличаются спецификой и природных, и хозяйственных условий. Северо-восточные территории, тяготеющие к нижнему течению р. Лены, являются местом развития традиционного природопользования северных народов Сибири, в основном оленеводства. Здесь преобладают активные криогенные процессы, такие как солифлюкция, термокарст, бугры пучения, гидролакколиты, а также биогенно-хемогенные и аллювиальные процессы заболачивания, но опасности для этих видов хозяйства они не представляют в силу высокий степени их адаптивности. Для юго-запада подрайона характерна горно-рудная промышленность, главным образом алмазодобывающая. И здесь по окраинным частям Центрально-Тунгусского, Анабарского и Приленского плато господствуют флювиальные и комплексные денудационные процессы – это плоскостной смыв в сочетании со струйчатой эрозией, морозным выветриванием и накоплением подвижных делювиальных плащей. Следует отметить опасные геоморфологические процессы, развивающиеся вдоль берегов Вилюйского водохранилища. Встречаются очаги активной эрозии в долинах рек.

II. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. II.3. Якутский район. II.3.б. Вилюйский подрайон. Включает в себя в основном ареалы развития традиционного природопользования саха-якутов с характерным для них скотоводством (наиболее активно – коневодство), встречаются очаги земледелия, добывающей и обрабатывающей промышленности. Началась разработка в подрайоне газовых месторождений с перспективой создания Якутского газоперерабатывающего комбината. Значительная часть территории подрайона на северо-востоке Центрально-Якутской равнины в междуречье Лены и Вилюя низменная, заболоченная, но отмечаются обширные очаги активной эоловой седиментации, дефляции. Лишь в самой юго-западной части подрайона, на окраинах Приленского плато развиты флювиальные процессы, преимущественно в виде плоскостного смыва; а

по долине р. Вилюй активно протекает боковая и глубинная эрозия. Тем не менее в связи с общим низким уровнем хозяйственного освоения опасность геоморфологических процессов в подрайоне невелика.

II. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. II.3. Якутский район. II.3.в. Лено-Алданский подрайон. Для всей северной части подрайона характерно в основном традиционное природопользование: оленеводство, мясомолочное скотоводство. Здесь в юго-восточной части Центрально-Якутской равнины преобладают опасные процессы заболачивания, долинной аккумуляции по р. Лене, плоскостного смыва в нижней части бассейна р. Амга. На западе подрайона развиты в основном охотничьи промыслы и лесная промышленность, для которых опасны здесь криогенные и комплексные денудационные процессы. На юго-востоке подрайона в бассейне р. Амга развивается и имеет большие перспективы горнодобывающая и горно-рудная промышленность. Здесь на Алданском плато по долинам рек доминируют опасные мерзлотные процессы в виде солифлюкции и криогенного крипа, а по водоразделам и склонам распространены флювиальные процессы линейной и плоскостной эрозии, делювиального смыва, оврагообразования в комплексе с морозным выветриванием.

III. Горы Южной Сибири. III.1. Горно-Алтайский район – достаточно компактный, однообразный по природным и хозяйственным условиям, поэтому не имеет деления на подрайоны. Здесь представлены в основном горно-рудная промышленность и лесное хозяйство, но уровень их развития невысокий. Большими перспективами обладает рекреационно-туристическая отрасль природопользования, поскольку для нее здесь имеются богатые природные ресурсы. Горы Алтая давно славятся своими курортами, домами отдыха и здравницами. Район высокогорный, с глубоко врезанными речными долинами, что определяет специфику опасных геоморфологических процессов. Широко развит на территории комплекс нивальных и гляциальных процессов, который усиливается гравитационной составляющей: осыпи и обвалы, солифлюкция, сели, лавины, ледниковая экзарация и аккумуляция, курумообразование и др. Серьезным фактором, инициирующим многие опасные геоморфологические процессы, является высокая сейсмичность района. Эрозионно-денудационные процессы наиболее активны в средне- и низкогорных частях Алтая, например, в бассейне Бии со знаменитым Телецким озером. В предгорьях наиболее опасно оврагообразование, формирование оползней и осовов, суффозия.

III. Горы Южной Сибири. III.2. Кузбасский район – также достаточно компактный и однообразный по природным и хозяйственным условиям, поэтому не имеет деления на подрайоны. Он экономически высокоразвитый, со сложной хозяйственной инфраструктурой. Кузбасский промышленный узел концентрирует горно-рудную и угледобывающую промышленность, на базе которых развита цветная и черная металлургия, химическая и углехимическая промышленность. Последние в свою очередь дают импульс к формированию и совершенствованию крупного электротехнического и тяжелого машиностроения. Саяно-Шушенская ГЭС обеспечивает весь район электроэнергией. Природно-климатические условия в целом благоприятные для формирования хозяйственных отраслей, транс-

портной инфраструктуры, но имеются участки, где геоморфологические процессы могут представлять опасность. В предгорьях Западного Саяна, на отрогах Абаканского хребта, в Кузнецком Алатау, на Батеневском и Солгонском кряжах широко представлены флювиальные и комплексные денудационные процессы: глубинная и боковая эрозия, оврагообразование, плоскостной смыв в сочетании со струйчатой эрозией. Оказывает влияние и гравитационный фактор, в результате чего протекают обвальные и осыпные процессы. В Минусинской котловине к повсеместно развитому оврагообразованию добавляются активное ветровое накопление перевеянных песков и дефляция. В местах формирования карбонатных горных пород встречаются обширные очаги инфильтрационных карстовых процессов.

III. Горы Южной Сибири. III.3. Саяно-Тувинский район. III.3.а. Западно-Саянский подрайон. В промышленном отношении развит слабо. Основу хозяйства составляют молочно-мясное скотоводство, овцеводство, зерновое земледелие, которые имеют локально-очаговый тип распространения. Многочисленные мелкие хребты и отроги Западного Саяна – Джойский, Джебашский, Хемчикский, Борус, Адар-Даш, Западный Танну-Ола и др. – создают сложные условия для ведения любой отрасли хозяйства. Здесь широко представлен весь комплекс опасных геоморфологических процессов и явлений, характерных для горных территорий: эрозионно-денудационные, криогенные, в замкнутых межгорных котловинах – эоловые. В подрайоне очень высока сейсмическая опасность. Густая сеть активных разломов земной коры и тектонические подвижки по ним активизируют многие опасные рельефообразующие процессы.

III. Горы Южной Сибири. III.3. Саяно-Тувинский район. III.3.б. Тувинский подрайон. В основном характерны отрасли животноводства: мясошерстное овцеводство, мясомолочное скотоводство, а также традиционные охотничьи промыслы. Подрайон богат месторождениями полезных ископаемых и в перспективе намечается их освоение, но этому препятствует очень слаборазвитая транспортная инфраструктура. Высокогорные сооружения – хребты Академика Обручева, Уюкский, Восточный Танну-Ола и др. – оформляют замкнутые межгорные котловины. И хотя для существующих отраслей хозяйства эти горные системы не представляют высокой опасности, но в случае развития здесь горнодобывающей промышленности вопрос о высокой геоморфологической опасности территории подрайона станет достаточно серьезным и актуальным.

III. Горы Южной Сибири. III.4. Восточно-Саянский район. III.4.а. Предсаянский подрайон имеет ярко выраженное сельскохозяйственное направление: молочно-мясное скотоводство, овцеводство, земледелие, развито пригородное хозяйство. В ближайшей перспективе планируется горнодобывающая промышленность, чему способствует достаточно разветвленная хозяйственная инфраструктура. Природные условия подрайона в целом благоприятны для развития имеющихся отраслей хозяйства. Только горные территории – отроги и хребты Восточного Саяна, такие как Канское и Манское Белогорья, хребты Крыжина и Шандын, – вызывают опасения в отношении неблагоприятных геоморфологических процессов. На приводораздельных участках широко представлены криогенные и ниваль-

ные процессы, сопровождающиеся солифлюкцией, криогенным крипом, обвалами, селями, гляциальной экзарацией и аккумуляцией. В нижних частях гор и на предгорных равнинах активны эрозионные процессы, овражообразование, плоскостной смыв. Эти процессы в комплексе с активной дефляцией оказывают неблагоприятное воздействие на развитие сельскохозяйственных отраслей, снижают плодородие осваиваемых почв, затрудняют агрокультуру.

III. Горы Южной Сибири. III.4. Восточно-Саянский район. III.4.б. Горно-Саянский подрайон – в хозяйственном отношении разделяется на две части. Для северо-западной (большей) части характерны преимущественно лесной промысел, скотоводство, традиционное природопользование. В юго-восточной (меньшей) части, особенно в последние 15–20 лет, представлена горнодобывающая промышленность, разрабатываются крупные золоторудные и полиметаллические месторождения, создана разветвленная транспортная инфраструктура. Если в первом случае хозяйственная деятельность имеет достаточно высокий уровень адаптивности, то во втором – в высокогорьях Восточного Саяна и на его отрогах – хребты Джуглымский, Тагульский, Шэлэ, Шитский, Булгутуйский – геоморфологические процессы оказывают очень неблагоприятное воздействие на развитие промышленности, эксплуатацию транспортных артерий. Мощный комплекс криогенных, нивальных и эрозионно-денудационных процессов постоянно требует дополнительных затрат на обеспечение нормального функционирования хозяйственных объектов, коммуникаций, что повышает стоимость капитальных вложений. Территория слабо заселена людьми, постоянных поселков немного, работа на горнодобывающих предприятиях осуществляется в основном вахтовым методом, сильно зависит от сезонов года и неблагоприятных погодно-климатических условий этого горного подрайона.

III. Горы Южной Сибири. III.5. Байкало-Патомский район – достаточно компактный и однообразный по природным и хозяйственным условиям, поэтому не делится на подрайоны. В хозяйственном отношении он является староосвоенным, горнодобывающая промышленность развивается здесь еще с конца XIX в. На сегодня здесь наиболее широко представлены лесные охото-рыболовные промыслы, лесная промышленность, горнодобывающая, главным образом золоторудная. Бодайбинский золотопромышленный узел – главная база добычи золота в Российской Федерации. Само Байкало-Патомское плато относительно невысокое, но в связи с резко континентальным суровым климатом района здесь преобладают (активны) криогенные и нивальные процессы: солифлюкция, режеляция, криогенный крип, морозное выветривание, курумообразование, сели, обвалы и осыпи. Опасность могут вызывать также эрозия в сочетании с гравитационными процессами, овражообразование, активный плоскостной размыв и смыв делювиальных плащей. Район непосредственно подвержен опасному сейсмогенному влиянию со стороны северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, что повышает сейсмичность территории по нормативным документам – СНиП.

III. Горы Южной Сибири. III.6. Прибайкальский район. III.6.а. Байкальский подрайон – до недавнего времени он был ареной активного хо-

зяйственного освоения, здесь сложилась разветвленная транспортная инфраструктура. Однако в последние 15–20 лет статус территории изменился на законодательном уровне. Нормативно закреплена Байкальская природная территория, на которой установлен специальный режим природопользования, направленный на сохранение уникальных ландшафтов оз. Байкал и всего Прибайкалья. Промышленные глубоко специализированные отрасли хозяйства были в значительной степени свернуты или переориентированы, например, Байкальский целлюлозно-бумажный комбинат. Преимущество отдано развитию природосберегающих отраслей хозяйства: охото-рыболовный промысел, рекреация, туризм, лесное хозяйство, скотоводство и т. п. И эта тенденция будет только наращиваться в ближайшей перспективе. Строение рельефа и спектр геоморфологических процессов в подрайоне достаточно пестрые в силу высокого разнообразия природно-климатических условий. Большую роль играют современные тектонические процессы, которые протекают в Байкальской рифтовой зоне; сейсмичность подрайона очень высокая. Однако развиваемые в настоящий момент и планируемые в ближайшей перспективе в подрайоне отрасли хозяйства имеют высоко адаптивный характер по отношению к этим, на первый взгляд, неблагоприятным природным факторам. Более того, именно сложность и разнообразие рельефа и ландшафтов, геоморфологических процессов являются мощным стимулом, ресурсом для развития рекреационно-туристического хозяйства, наряду с разветвленной транспортной инфраструктурой. Подрайон традиционно является местом развития научного туризма мирового уровня.

III. Горы Южной Сибири. III.6. Прибайкальский район. III.6.б. Чаро-Витимский подрайон. В последние десятилетия, особенно после ввода в постоянную эксплуатацию Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, подрайон получил значительный стимул к хозяйственному освоению. Активно развиваются и планируются к развитию горнодобывающие отрасли, лесопромышленный комплекс, традиционно представлено оленеводство коренных народов Сибири. Тем не менее природно-климатическая и сейсмотектоническая ситуации в подрайоне в целом крайне неблагоприятные. В высокогорных хребтах, таких как Северо- и Южно-Муйский, Кодар, Удокан, Делюн-Уранский и др., повсеместно распространен комплекс криогенных и нивальных процессов, а в межгорных котловинах и по их бортам наряду с эрозионными процессами активно протекают заболачивание, эоловая седиментация, встречаются перевеянные пески. Глубокая расчлененность рельефа в подрайоне обеспечивает активное развитие опасных эрозионно-денудационных процессов в комплексе с гравитационными факторами. Наиболее высокие горные сооружения и достаточное атмосферное увлажнение создают условия для возникновения действующих ледников и многолетних снежников, с которыми связан большой круг экзарационных и аккумулятивных гляциальных форм рельефа.

III. Горы Южной Сибири. III.7. Забайкальский район. III.7.а. Верхне-витимский подрайон – традиционно, исторически является ареной развития лесного хозяйства как промышленно-заготовительного, так и охотничье-рыболовно-промыслового, имеются очаги горно-рудной и деревообра-

батывающей промышленности. Практически вся территория подрайона занята среднегорным Витимским плоскогорьем. Гидросеть здесь очень разветвленная, у речных долин преимущественно широкие днища, поскольку осваивают мезозойско-кайнозойские тектонические впадины различного генезиса. Территория подрайона сейсмически высокоактивна. Климат достаточно суровый, резко континентальный. В этой связи на севере Витимского плоскогорья, на водораздельной части хребтов Янкан, Олекминский Становик распространены опасные нивальные и криогенные процессы: солифлюкция, криогенный крип, режеляция. По склонам в сочетании с морозным выветриванием опасность вызывает плоскостной смыв переувлажненных грунтов и их просадки. Густая гидросеть и высокий энергетический потенциал рельефа обеспечивают развитие активной глубинной и боковой эрозии по долинам рек. К юго-западу, на Витимском плоскогорье, кроме указанных опасных геоморфологических процессов, повсеместно преобладают аккумулятивное и биогенно-хемогенное заболачивание, эоловая седиментация и дефляция по широким и плоским днищам речных долин.

III. Горы Южной Сибири. III.7. Забайкальский район. III.7.б. Шилко-Хилокский подрайон – в промышленном и сельскохозяйственном отношении староосвоенный, во многих местах встречается старожильческий русский тип природопользования, который сформировался здесь еще более 200 лет назад. Имеются и старые горно-рудные районы, в которых рельеф уже долгие годы подвержен сильной техногенной деструкции в результате разработки месторождений полезных ископаемых, и старые сельскохозяйственные районы, в которых традиционны скотоводство и зерновое земледелие. Слабопересеченный рельеф местности и относительно благоприятные климатические условия подрайона обеспечили формирование здесь достаточно развитой и качественной транспортной инфраструктуры. На базе местного минерального сырья, лесных и земельных ресурсов активно функционируют перерабатывающие отрасли промышленности, машиностроение, лесное хозяйство и деревообработка, лесохимическая и пищевая промышленность, пригородное сельское хозяйство. Рельеф подрайона образован сочетанием крупных, протяженных, но относительно невысоких, с пологими водоразделами хребтов, таких как Яблоновый, Черского, Малханский, Джидинский, Цаган-Хуртэй, Борщовочный, Газимурский и др., и разделяющих их широких котловин с плоскими днищами и пологими бортами. Протекающие здесь геоморфологические процессы не оказывают серьезного негативного влияния на развитие хозяйства, хотя, например, в приводораздельной части хребтов и возможно проявление активного криогенеза (солифлюкция, криогенный крип, курумообразование и др.), а в днищах речных долин и котловинах активно протекают глубинная и боковая эрозия, оврагообразование, эоловая седиментация и дефляция, засоление и просадки грунтов, так же как биогенно-хемогенное и аккумулятивное заболачивание ландшафтов территории.

III. Горы Южной Сибири. III.7. Забайкальский район. III.7.в. Онон-Аргунский подрайон. Это староосвоенный подрайон с традиционной горнорудной промышленностью. Здесь создан мощный комплекс разрабатывае-

мых месторождений полезных ископаемых, горно-обогатительных комбинатов, разветвленная транспортная инфраструктура. Большое значение получили сельское хозяйство, скотоводство, прежде всего мясошерстное овцеводство. Природно-климатические условия достаточно благоприятны для развития всех отраслей хозяйства. Более гористая западная часть подрайона и приводораздельные части хребтов Чикойский, Сохондинский, Нерчинский, Кличкинский, Эрмана испытывают опасность со стороны эрозионно-гравитационных и криогенных процессов, а на более выровненной восточной части добавляются широко распространенные здесь процессы эоловой седиментации и дефляции, перевеивания, аккумулятивного и биогенно-хемогенного заболачивания.

IV. Горы и равнины Северо-Востока Сибири. IV.1. Становой район – достаточно компактный и однообразный по природным и хозяйственным условиям, поэтому не делится на подрайоны. Основу хозяйства составляют традиционное оленеводство, лесные промыслы, горно-рудная промышленность, пригородное сельское хозяйство. В ближайшей перспективе намечается строительство горно-обогатительных и металлургических предприятий на базе местных месторождений железа и урана. На Становом хребте широко представлен комплекс опасных для этих видов природопользования криогенных и нивальных процессов, а на юге Алданского плато доминируют активные флювиальные процессы. Но в том и в другом случаях факторами, повышающими опасность геоморфологических процессов, являются: 1) высокая сейсмичность и активная разломная тектоника; 2) глубокорасчлененный рельеф местности; 3) густая речная сеть; 4) гравитационный фактор. Все они могут стать особо опасными при оборудовании хозяйственной инфраструктуры, главным образом при строительстве дорог, поскольку в настоящий момент транспортная инфраструктура в подрайоне развита крайне слабо, за исключением Байкало-Амурской железнодорожной магистрали.

IV. Горы и равнины Северо-Востока Сибири. IV.2. Верхояно-Улаханский район. IV.2.а. Верхоянский подрайон. Наиболее удаленный подрайон от основных промышленных центров и транспортных артерий Сибири, слабо развит. Доминирует здесь пушной промысел и отчасти горнодобывающая промышленность, транспортное обеспечение невысокое, в основном речное и частично воздушное. На Верхоянском хребте и его отрогах – Хаурланский, Орулган, Кула, Муннийский, Догинский и др. – широко представлен комплекс опасных криогенных и нивальных процессов: солифлюкция и криогенный крип, термоэрозия в сочетании с пучением грунтов и морозной трещиноватостью, гляциальная экзарация и аккумуляция и т. п. По густой сети речных долин Верхоянского хребта доминирует активная глубинная и боковая эрозия, в предгорных частях хребтов – оврагообразование, активный плоскостной смыв и размыв переувлажненных грунтов. Гравитационный фактор и высокая энергетика глубокорасчлененного рельефа способствуют образованию обвалов, осыпей, оползней и селей, курумообразованию. Большое влияние на активизацию опасных геоморфологических процессов оказывают высокая сейсмичность и активная тектоника подрайона.

IV. Горы и равнины Северо-Востока Сибири. IV.2. Верхояно-Улаханский район. IV.2.б. Улаханский подрайон. Редкие очаги горнодобывающей промышленности и традиционное природопользование местного населения составляют основу хозяйства подрайона; в ближайшей перспективе она продолжит развиваться без каких-либо существенных экономических шагов. Представленные здесь высокогорные хребты Сетте-Дабан, Улахан-Бом, Скалистый, Сунтар-Хаята изобилуют опасными криогенными процессами в комплексе с гляциальными аккумулятивными и экзарационными, солифлюкцией, селями и обвалами, эрозионно-гравитационными процессами. Они в значительной степени тормозят развитие хозяйственных отраслей. Суровые природно-климатические условия подрайона, низкая плотность населения и транспортная освоенность, периферийность, удаленность от основных промышленных центров и транспортных артерий не способствуют скорому наращиванию темпов развития хозяйства.

IV. Горы и равнины Северо-Востока Сибири. IV.3. Яно-Оймяконский район. IV.3.а. Янский подрайон. В промышленном отношении он практически не развит, плотность населения очень низкая, транспортная инфраструктура отсутствует. Представлены лишь некоторые отрасли сельского хозяйства, в основном традиционного, этнического, такие как оленеводство и коневодство. В геоморфологическом отношении большую часть подрайона занимает Янское плоскогорье – невысокая, но глубоко расчлененная горная страна. Опасным здесь может быть комплекс флювиальных процессов в сочетании с гравитационными. Однако в силу высокой адаптивности развитого здесь в настоящее время скотоводства реальной угрозы для него эти геоморфологические процессы не представляют. Только на самом севере подрайона, на Селенняхском хребте и на самом юге, на Эльгинском плоскогорье, где рельеф более гористый, преобладают криогенные и нивальные геоморфологические процессы. Но и эти районы практически не заселены и не освоены, поэтому общая геоморфологическая опасность их низкая.

IV. Горы и равнины Северо-Востока Сибири. IV.3. Яно-Оймяконский район. IV.3.б. Верхнеиндигирский подрайон. Он отличается самыми суровыми климатическими условиями на территории всей Сибири; здесь в районе Оймякона расположен полюс абсолютного холода. И сам рельеф Оймяконского плоскогорья близок к высокогорному. В связи с этим здесь распространены все опасные криогенные и нивальные процессы. Из видов природопользования относительно развито только оленеводство, в некоторой степени – пушной промысел. Недавно разведанные месторождения угля дают надежду в ближайшем будущем на развитие угледобывающей промышленности, но это будет связано с очень большими капитальными материальными затратами, поскольку подрайон очень слабо заселен, отсутствуют хорошие транспортные условия и рентабельность производства будет низкой.

IV. Горы и равнины Северо-Востока Сибири. IV.4. Черский район. IV.4.а. Западно-Черский подрайон. В хозяйственном отношении он практически не развит, представлены только редкие очаги золотодобычи, и в перспективе намечается совершенствование этой отрасли хозяйства. Под-

район занимает западную, относительно невысокую часть хр. Черского и его отрогов – Тас-Хаяхтах, Чемалгинский, Боронг и др. Среди геоморфологических процессов доминируют флювиальные: эрозия, оврагообразование, плоскостной смыв в сочетании со струйчатой эрозией и накоплением делювия. В высокогорном поясе преобладают нивальные процессы в комплексе с солифлюкцией, селями и обвалами, курумообразование с криогенным крипом. Но в связи с неосвоенностью района, отсутствием хозяйственных объектов геоморфологические процессы пока не представляют здесь серьезной опасности.

IV. Горы и равнины Северо-Востока Сибири. IV.4. Черский район. IV.4.б. Восточно-Черский подрайон. Сказанное о предыдущем подрайоне в полной мере относится и к данному, но рельеф здесь значительно более высокогорный и глубоко расчлененный эрозией. В восточной части хр. Черского и на его отрогах – Момский, Полярный, Улахан-Чистай и др. – существенно сильнее развиты криогенные и нивальные процессы, которым подвержена большая часть подрайона. В предгорьях и низкогорьях доминирует эрозия в комплексе с гравитационными процессами: обвалы, оползни, сели, лавины, плоскостной размыв грунтов. Тем не менее в связи с отсутствием хозяйственных объектов и неразвитостью хозяйственной инфраструктуры общая геоморфологическая опасность подрайона низкая.

IV. Горы и равнины Северо-Востока Сибири. IV.5. Юкагиро-Анюйский район – достаточно компактный и однообразный по природным и хозяйственным условиям, поэтому не делится на подрайоны. Основу хозяйства составляют традиционное природопользование северных народов Сибири и очаги горно-рудной промышленности. Очень перспективным выглядит строительство горно-обогатительных комбинатов по переработке оловянных и золотых руд с ориентацией на вывоз продукции водными путями: р. Колыма и Северный морской путь. Но следует учитывать, что в рельефе Юкагирского плоскогорья широко развиты активные криогенные и флювиальные процессы в сочетании с гравитационным фактором: термоэрозия, морозное пучение и мерзлотная трещиноватость, курумообразование, солифлюкция, оползни и криогенный крип, плоскостной смыв и размыв на аллювиальных и пролювиальных толщах.

IV. Горы и равнины Северо-Востока Сибири. IV.6. Яно-Колымский район. IV.6.а. Алазейский подрайон. В нем развито главным образом природопользование традиционного типа: промыслы пушного и морского зверя, рыбные промыслы и т. п. Хозяйственные объекты отсутствуют, инфраструктура отсутствует. И в ближайшее время не намечается изменений в сложившейся структуре хозяйства подрайона. Кроме Алазейского плоскогорья, территория представляет собой слабовсхолмленную Яно-Индигирскую равнину, где развит широкий спектр криогенных процессов, характерных для северных равнинных территорий. По широким речным долинам и на побережье Северного Ледовитого океана происходит повсеместное биогенно-хемогенное и аккумулятивное заболачивание в сочетании с криогенезом, формирование бугров пучения, режеляция и т. п. На относительно приподнятом Алазейском плоскогорье распространены флювиаль-

ные процессы: эрозия, плоскостной и струйчатый смыв в переувлажненных грунтах, в предгорьях – оврагообразование, термоэрозия. Но реальной опасности для существующих видов хозяйственной деятельности эти геоморфологические процессы не представляют.

IV. Горы и равнины Северо-Востока Сибири. IV.6. Яно-Колымский район. IV.6.б. Нижнеиндигирский подрайон. В него входит Колымская, часть Яно-Индигирской низменности и Новосибирские острова. Это суровый северный край с крайне неблагоприятными природно-климатическими условиями. Здесь развито только традиционное оленеводство, отчасти пушной промысел. Плотность населения очень низкая, хозяйственные объекты и инфраструктура отсутствуют. В перспективе в случае развития Северного морского пути подрайон может стать перевалочной базой для развития морской торговли. В планах всего Арктического шельфа России намечается формирование топливно-энергетического хозяйства, и в подрайоне разведаны месторождения углеводородного сырья, имеются оловорудоносные россыпи касситерита на Новосибирских островах. Наиболее опасными могут стать озерно-аллювиальное заболачивание и равнинный криогенез.

Все опасные геоморфологические процессы на карте эколого-геоморфологического районирования Сибири выделены по отношению к конкретным видам хозяйственной деятельности, которые преобладают в эколого-геоморфологических районах в настоящий момент или планируются в самое ближайшее время (3–7 лет). Если в будущем изменятся набор, содержание и структура хозяйственной деятельности, соответственно, изменятся спектр и структура опасных геоморфологических процессов, а также степень и масштабы их негативного воздействия и, возможно, активизируются или появятся новые. Выше уже отмечалось, что геоморфологические процессы существуют в природе безотносительно к тому, как мы предполагаем их типизировать для изучения. Реально опасными они становятся только в процессе хозяйственной или иной деятельности человека, при эксплуатации им природно-ресурсного потенциала территорий и хозяйственной инфраструктуры. Важность этого методологического положения и вытекающих из него следствий пока еще не в достаточной мере осознается не только в структурах управления, но даже в научно-исследовательской среде. При всем этом важнейшим требованием комплексного развития хозяйства в регионах Российской Федерации, наряду с усилением охраны природы и улучшением, оптимизацией использования природных ресурсов, является стабильно и эффективно функционирующая система защиты населения и хозяйства от опасных природных процессов, стихийных бедствий и катастроф.

11.4. НАВОДНЕНИЯ НА РЕКАХ СИБИРИ

Вероятность возникновения наводнений в России, как и во всем мире, увеличивается год от года. Среднемноголетний общий (прямой и косвенный) ущерб от наводнений в Российской Федерации в настоящее время оценивается суммой свыше 40 млрд руб. в год [Государственный доклад..., 2013]. К регионам с высокой вероятностью наводнений относится и Си-

бирь, где наводнения занимают одно из ведущих мест среди природных стихийных бедствий как по площади распространения и повторяемости, так и по реальному ущербу. Только за последние 10 лет крупные наводнения в этом регионе происходили в 2004, 2006–2008, 2012 и 2013 гг. Так, например, в апреле–мае 2004 г. в бассейнах Оби и Енисея в результате интенсивного снеготаяния и заторов 3000 домов были затоплены в Алтайском крае (из них 454 дома – в г. Бийске), 9 человек погибли и 450 домов затоплены в г. Абаза, 8 человек погибли в г. Кемерово, были эвакуированы 4800 человек. В мае–июне 2007 г. в результате таяния снега и заторов льда на р. Лене 1000 домов было затоплено в 12 населенных пунктах Якутии, разрушен или поврежден 41 мост, пострадало 14 тыс. человек, ущерб составил 500 млн руб. В мае 2008 г. в результате заторного наводнения в бассейне р. Лены повреждены дороги и мосты, затоплено 1590 домов. В мае 2012 г. в бассейне р. Колымы затоплен г. Среднеколымск, было эвакуировано 1000 человек [РИА Новости, сетевой ресурс; Государственный доклад..., 2008].

Информационной базой для характеристики наводнений, произошедших в Сибири за последние 29 лет (с 1985 по 2013 г.), послужили данные Глобального кадастра наводнений Дартмутской обсерватории наводнений, США [Dartmouth..., 2014]. Кроме того, для характеристики наводнений в Сибири использовались литературные источники [Зайков, 1954; Задонина, Леви, 2008; Таратунин, 2008; и др.], летописные материалы, данные МЧС и защищенные авторским правом новостные ресурсы.

11.4.1. Генезис наводнений

Наиболее часто в Сибири наводнения возникают во время весенних (весенне-летних) половодий и летних дождевых паводков. *Половодные наводнения* вызываются снеготаянием на равнине (весеннее половодье) или таянием снега и ледников в горах (весенне-летнее половодье). *Паводочные наводнения* могут наносить больший ущерб, поскольку они имеют самую высокую повторяемость, высокую скорость формирования и могут охватывать затоплением как отдельные небольшие бассейны, так и обширные территории.

Селевые наводнения возникают в горах и предгорьях в результате интенсивного ливня и(или) дружного снеготаяния там, где значительна крутизна склонов и присутствует легко смываемый рыхлый грунт. Селевые наводнения характерны для рек Южного Байкала, ряда рек Забайкалья, Алтая, Тывы.

Наводнения, вызванные образованием зажоров, заторов и наледей. В рассматриваемом регионе число заторных наводнений и ущерб, наносимый ими, очень велики, поскольку главные сибирские реки текут в субмеридиональном направлении, что способствует заторам – загромождением живого сечения русла реки льдом во время ледохода. В результате образования затора происходит интенсивный подъем уровня воды как в верхнем бьефе, так и в нижнем. При малых уклонах воды в реке длина затора может достигать десятков километров. Как правило, заторы в Сибири происходят на фоне большой водности при холодной весне в районе заторного

участка и интенсивном снеготаянии (5–7 мм/сут) в верхней части бассейна. Наиболее тяжелые последствия возникают при образовании затора на пике весеннего половодья, когда за мощным затором следует высокая волна этого половодья. Вместе с тем не исключена возможность возникновения заторов льда значительной мощности в условиях затяжной весны на спаде волны половодья. Заторные наводнения в основном приурочены к речным участкам с переломом генерального продольного профиля реки, к которым относятся зоны выклинивания кривых подпора водохранилищ, устья рек, впадающих в другую реку (например, в месте впадения р. Ангары в р. Енисей – местность Стрелка), зоны выхода рек с гор на равнину (р. Лена у г. Киренска) [Бузин, 2000]. Формированию заторов способствует различие сроков вскрытия на реках, текущих в субмеридиональном направлении и пересекающих разные климатические пояса (реки Енисей, Лена, Яна, Индигирка). Исследования процессов вскрытия и заторообразования на реках юга бассейна Енисея показали, что заторные явления наибольшей повторяемости возникают в местах большой извилистости каньонообразного и почти беспойменного русла. Мощные заторы большой протяженности (20–30 км), вызывающие экстремально высокие подъемы уровней воды (8–10 м), образуются на р. Лене вследствие задержки вскрытия в местах повышенной толщины и прочности ледяного покрова на участках стеснения русла островами различных размеров и формы. При этом на р. Лене в ряде случаев формирование заторов происходит под воздействием волны прорыва верхнего по течению заторного скопления со скоростью ее передвижения 15 м/с [Донченко, 1989].

Зажорные наводнения более редки в рассматриваемом регионе. Зажор – закупорка живого сечения реки в осенне-зимний период во время установления ледостава массой внутриводного льда, шуги, обломков заберегов, небольших льдин. Зажорообразование характерно для участков с быстрым турбулентным течением, которые являются “фабриками” шуги на реках горного и полугорного типа. Последствия от зажорных наводнений усугубляются тем, что вышедшая из берегов вода замерзает и остается в пойме на всю зиму, затрудняя весной деятельность на поймах. До строительства ГЭС от наводнений, вызванных зажорами, часто страдал г. Иркутск. После ее строительства опасность таких наводнений появляется на границе полыньи и кромки льда в нижнем бьефе; в частности, это характерно для участка Енисея между устьями Ангары и Подкаменной Тунгуски. Зажорные наводнения нередко являются очагами образования заторов вследствие повышенной толщины и прочности льда на этих участках, а также большой зашугованности русла. Особенность этих зимних наводнений состоит в том, что они, как правило, охватывают одни и те же реки или постоянные участки рек, повторяются примерно в одни и те же сроки и поэтому вполне прогнозируемы. Низкие температуры воздуха и суровые зимние условия усугубляют последствия от таких наводнений.

Всего на реках Сибири насчитывается 507 заторных участков, на 97 из них (19 % от общего количества) бывают наводнения, 44 зажорных участка, на 3 из них происходят наводнения (или 7 % от общего количества), и 219 заторно-зажорных участков, из них на 50 (23 %) случаются на-

воднения. Больше всего заторных участков отмечается в бассейнах Оби, Енисея и Лены, заторно-зажорных – в бассейнах Оби, Енисея, Лены и оз. Байкал. Зажорных участков значительно меньше и встречаются они в основном в бассейнах Оби и Ангары (рис. 11.3) (обобщение по “Каталогу заторных и зажорных участков рек СССР” [1976]). Наблюдается особая подверженность заторным наводнениям бассейнов Лены, Оби, Енисея, Ангары и Колымы, заторно-зажорным – бассейнов Оби, Енисея и Лены. Зажорные наводнения отмечены в бассейнах Енисея и Ангары.

Нередко наводнения обусловлены несколькими причинами одновременно (половодьями и заторами на равнине, таянием снегов и ливневыми осадками в горах). Чаще совмещаются половодные и заторные наводнения, но заторы нередко и сами вызывают наводнения. Особенностью малых рек Восточной Сибири являются наводнения от наледей. В устьевых участках рек Сибири наблюдаются нагоны. На Енисее нагонная волна может в меженный период доходить до г. Туруханска, а у пос. Байкалово (около 400 км от устья) достигать высоты 1,5–2,4 м [Нежиховский, 1988]. Однако нагоны редко приводят к крупным наводнениям ввиду малой населенности этих мест и расположения здесь поселков и хозяйственных объектов преимущественно на высоких берегах. Нагонные явления мень-

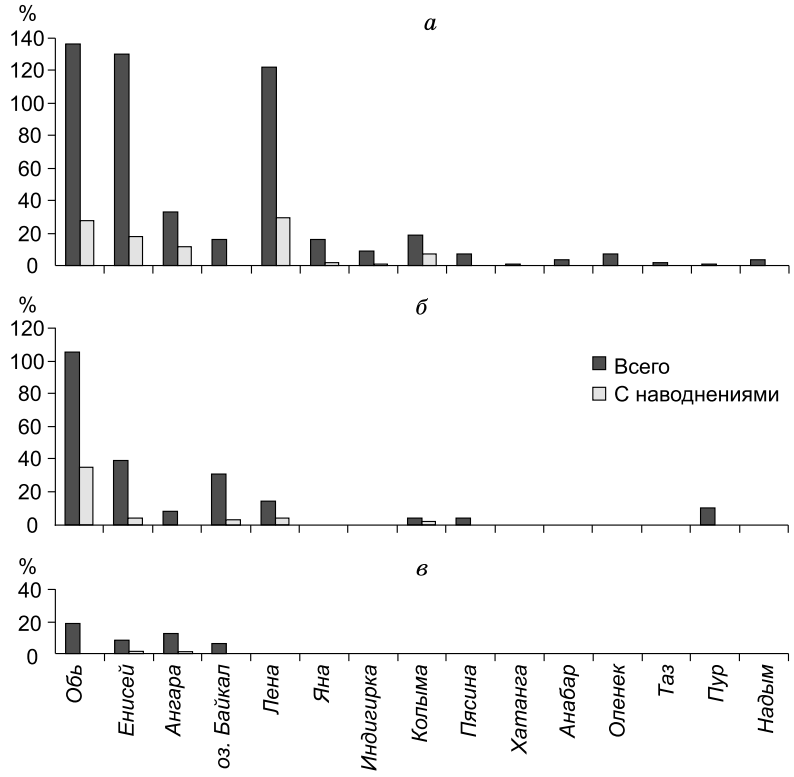


Рис. 11.3. Количество заторных (*а*), заторно-зажорных (*б*) и зажорных (*в*) участков речных бассейнов Сибири.

шего масштаба характерны для крупных озер и водохранилищ. Так, на Байкале высота подъема уровня воды при нагонах достигает 20–25 см примерно раз в 15–20 лет. Еще меньше подъем воды при сейшах (на Байкале 14–16 см). Нагоны на водохранилищах Ангаро-Енисейского каскада могут вызывать подъемы уровня воды до 0,5 м и более. Опасность затопления низких берегов при нагонных явлениях вполне реальна, хотя и сравнительно невелика.

Более значима опасность наводнений как следствий гидротехнического строительства. Так, в верхних бьефах Ангарского каскада в последние годы участились случаи форсировки уровня выше нормального подпорного горизонта, что, в частности, послужило причиной почти постоянного затопления низко расположенных участков байкальского побережья. В то же время сброс через плотину дополнительных объемов воды (для предотвращения затопления в верхнем бьефе) приводит к затоплению и подтоплению объектов в нижнем бьефе (как это было в г. Иркутске в 1995 г.). В июне 2006 г. при чрезмерном сбросе на Мамаканской ГЭС затоплены дома в пос. Витим Иркутской области и в Республике Саха (Якутия).

Особо опасны наводнения при повреждении гидроузлов и формировании в нижних бьефах волн прорыва с огромными объемами воды и скоростью движения. Затопления, вызванные разрушением плотин, ведут к тяжелым экономическим и экологическим последствиям. Такие наводнения представляют особую опасность, так как они непредсказуемы и обладают огромной разрушительной силой из-за очень быстрого прохождения огромных масс воды. Анализ таких ситуаций на территории России [Малик, 1995] показал наличие опасности и для ГЭС Ангаро-Енисейского каскада: в 1988 г. близкая ситуация была в нижнем бьефе Красноярской ГЭС. Не следует забывать, что в рассматриваемом регионе имеется несколько крупных гидроэлектростанций, которые находятся в списке потенциально опасных объектов экономики. В случае прорыва плотины Иркутской ГЭС может образоваться зона катастрофического затопления площадью 62,4 км^2, 123 600 человек попадают в зону потенциального затопления; Братской ГЭС – 104 км^2 (33 300 чел.); Усть-Илимской ГЭС – 117 км^2 (13 500 чел.) [Павлов, 1998]. Считаться с этой опасностью необходимо, тем более что ряд ГЭС находится в сейсмоопасной зоне.

11.4.2. Исторический обзор наводнений на реках Сибири

Летописные хроники содержат информацию о наводнениях в сибирских губерниях, когда порой приходилось целиком переносить остроги на новые места: “...1613 г. – наводнение на р. Тунгуске, 1621 г. – наводнение на р. Лене, острог Якутский снесло...”; “...1669 г. – наводнение в Западной Сибири...”; “...1688 г. – наводнение на реках Нерче и Шилке, снесло большую часть города Нерчинска...”. Максимальное число наводнений в Сибири было в 1635, 1667, 1752–1756, 1853, 1865–1871, 1887, 1896, 1907, 1915–1928, 1954, 1972–1974, 1986, 1997 и 2001–2002 гг.

Уже сибирские первопроходцы, селившиеся по берегам крупных рек, были вынуждены бороться с наводнениями. Они описаны во многих ис-

торических документах и справочниках. Наиболее обширным описаниям наводнений мы обязаны Е.В. Близняку, по: [Зайков, 1954], и авторам иркутских летописей [Иркутская летопись..., 1911; Романов, 1993, 1994], где отмечено значительное разнообразие наводнений по генезису, высоте, площади распространения, ущербу.

Наводнения в период половодья охватывают наибольшие площади северных равнин Сибири, при этом издавна сильно страдали города. Так, весной 1864 г. "затопление Якутска происходило интенсивно и при сильном ветре, вследствие чего на улицы города были занесены огромные массы льда; в городе остались незатопленными лишь некоторые наиболее возвышенные места" [Ресурсы..., 1972, с. 103]. Наиболее часто затоплялся Енисейск, в архивных материалах отмечено наводнение в нем в 1857 г. и его возможные причины: "Затоплена была половина города, а именно: в первой части города из 480 домов – 382, а во второй, где гора, из 462 – 130 домов ...Причинами наводнения можно считать: 1) глубокие снега, 2) до мая стоявшие холода, 3) наступившие вдруг оттепели, 4) совпадение полой воды со снеговой, 5) совпадение вскрытия Енисея, всегда вскрывающегося ранее, и Ангары, и Тасеевой". Крупные наводнения в Енисейске были также в 1870, 1872, 1879, 1886, 1888–1891, 1898 гг. [Зайков, 1954]. Половодные наводнения были и в бассейне Оби. В 1915 г. во время разлива р. Томь залиты водой улицы, нагнаны льдины. В 1916 г. наводнение в г. Томске, вследствие половодья Томи и Ушайки, д. Орловка во время сильного подъема воды затерта льдами [Задонина, Леви, 2008].

Нередко половодные наводнения усиливались из-за заторов льда на реках. Однако заторы и самостоятельно вызвали наводнения, особенно в нижних течениях Енисея, Лены, Нижней Тунгуски, Яны. Заторные наводнения часто были на Енисее у с. Стрелка, в месте слияния Енисея и Ангары, где образуется мощный затор. Так, в 1909 г.: "...ледоход дал громадный затор на нижележащем перекате, причем подъем воды в месте слияния Ангары и Енисея менее чем в сутки достиг 12 м... Зимовавшие в протоке Ангара–Енисей суда были при этом втянуты в реку с такой силой, которой не могут противостоять никакие удерживающие канаты, и несколько судов погибло" [Зайков, 1954]. Разрушительные заторные наводнения издавна наносят значительный ущерб населенным пунктам, расположенным по берегам Лены. Например, в 1886 г. от затора выше Верхоленска произошло наводнение, в результате которого под водой оказалась половина города: "Вдруг к вечеру понесло лед, вода прибывала с необыкновенной быстротой, кинулась на берег, затопив собою половину города" [Там же]. Часто страдал в прошлом от заторных наводнений г. Киренск. Весной 1915 г. в результате заторного наводнения "...большая часть г. Киренска была затоплена, на берегах было разрушено свыше 30 селений, причем у некоторых из них льдом были совершенно снесены как строения, так и плодородные слои земли на пашнях и огородах" [Ресурсы..., 1972, с. 102]. Заторные наводнения случались также и на реках Забайкалья. Так, в 1910 г. "11(24) апреля ввиду затора льда вода на р. Хилок поднялась выше уровня аршина на четыре (285 см), причем залило поселок Теребиловка, Остров и Заречье" [Зайков, 1954].

В прошлом (до строительства ГЭС) г. Иркутск был подвержен зажорным наводнениям на р. Ангаре, происходящим осенью в период образования ледяного покрова. В летописных материалах за XVIII–XIX вв. отмечено 17 случаев зажорных наводнений в г. Иркутске. Так, в 1786 г. “января 5-го, р. Ангара покрылась льдом, от которого произошло страшное наводнение: вода затопила всю набережную Троицкого прихода, вливалась в дома, текла по улицам и доходила до каменного дома Резанцева, что ныне купца Зубова. Такого наводнения в Иркутске еще не бывало” [Иркутская летопись, 1911].

Наиболее опасны паводочные наводнения, вызванные подъемами уровней воды с большими скоростями из-за дождей в бассейнах средних горных и предгорных рек. В 1912 г. в Нижнеудинске “вечером 5 июля, после дождей, шедших непрерывно 4 дня, вода в р. Уде начала прибывать, утром 6-го она выступила из берегов, в 10 часов уже сорвало мосты, и три части города оказались отрезанными; население охватила паника, а вода все прибывала и топила один квартал за другим; к 4 часам вечера уже было затоплено три четверти города” [Зайков, 1954]. В 1877 г. в бассейне р. Иркут произошло сильное наводнение, в результате дождей в горах Восточного Саяна: “27 июля, с 9 часов утра вода в р. Иркуте начала прибывать, а к 11 часам уже вышла из берегов даже на самых высоких местах и затопила всю окрестность верст на 4–5 в ширину; с 11 часов утра до 8 часов вечера вода шла громадным валом, унося все встречавшееся на пути. Во время переправы через Ангару оторвало плашкоут с народом и унесло вниз... Трактовая дорога между с. Гужитским и Култукским совершенно испорчена. Разливом Иркута унесено у крестьян Подгородно-Жилкинского селения до 1000 возов сена, а в с. Максимовском – около 1060 возов, кроме того, в первом селении, на границе г. Иркутска, промыло водою до 15 саж. полотна дороги московского тракта, глубиною в 2 аршина” [Иркутская летопись, 1911]. Крупные паводочные наводнения в Восточном Прибайкалье и Западном Забайкалье, о которых имеются сведения, происходили в 1751, 1785, 1830, 1854, 1864, 1867, 1869, 1872, 1897, 1904, 1932, 1936, 1940 гг. [Зайков, 1954]. Так, в 1869 г.: “Город Верхнеудинск был почти полностью затоплен водой, особенно та часть его, которая лежит на низменности между Селенгою и Удой; низкие строения стояли в воде почти до верхних венцов, и жители двухэтажных домов принуждены были спасаться в верхние этажи..., вся дельта Селенги, начиная от Посольска до Кабанска, была окончательно затоплена, за исключением немногих местностей, расположенных на глинисто-песчаном увале, идущем от с. Кудары на северо-восток” [Зайков, 1954].

Паводочные наводнения, вызываемые многодневными ливнями и обложными дождями, часто охватывают большие районы и широко распространены на многих реках Сибири. Например, разрушительные наводнения произошли в августе 1960 г. в бассейнах рек Кана, Маны, Бирюсы. В июле 1971 г. в Прибайкалье и Забайкалье только в Иркутской области были затоплены 33 населенных пункта, 82 промышленных предприятия, около 700 км автодорог. В июле 1984 г. в Тулунском районе Иркутской области, в бассейне р. Ия пострадало 12 населенных пунктов, в том числе

треть площади г. Тулуна, 5,5 тыс. га пастбищ, 80 га посевов [Мисюркеев и др., 1998].

Сильные паводочные наводнения происходили в бассейне Енисея, хотя и случались они здесь значительно реже, чем половодные и заторные. Например, от такого наводнения летом 1879 г. пострадали многие населенные пункты, расположенные вдоль этой реки: “Минусинск, июля 10(22) дня. Ныне здесь было небывалое наводнение. Множество домов и других строений снесло в деревнях. Одни из них разрушило, другие унесло на острова и там посадило. В городе вода была даже на старой базарной площади; прибрежные же части города были все в воде и много потерпели от наводнения... Некоторые деревни совсем уничтожило, и они переселяются на другие места. Много снесло мельниц, от чего даже поднялись цены на муку. Кроме того, во многих деревнях затопило пашню и замыло песком и илом покосы, так, что многие крестьяне остались без крова и без хлеба, и без корму для скота. Большие и малые дороги, лежащие вдоль по Енисею, все размыло и мосты все снесло...” [Зайков, 1954].

Достаточно полная информация о наводнениях представлена в хронологии И.В. Задониной и К.Г. Леви [2008], охватывающей более чем 500-летнюю историю Сибири и Монголии. В ней приведены наводнения, происходившие в бассейнах основных крупных речных систем Сибири: Оби, Енисея, Ангары, Лены, Амура и Яны. С момента первого упоминания наводнений в Сибири в 1621 г. (на р. Лене), всего с 1621 по 1985 г. (год начала в Глобальном кадастре наводнений Дартмутской обсерватории наводнений) зафиксировано 211 случаев наводнений. Чаще всего упоминались паводочные наводнения – в 44 % случаев, на втором месте половодные – 18 %, на третьем – зажорные – 11 % (за счет сведений об осенних наводнениях в г. Иркутске на р. Ангаре, происходивших здесь вплоть до строительства Иркутской ГЭС). Часто отмечались селевые наводнения во время

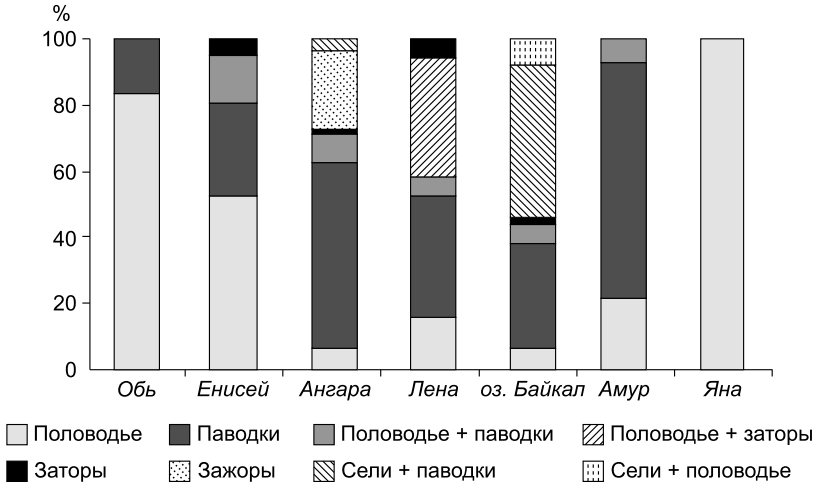


Рис. 11.4. Распределение наводнений различного генезиса по макробассейнам Сибири за исторический период (с 1621 по 1985 г.), обобщение по Н.В. Задониной, К.Г. Леви [2008].

прохождения паводков в бассейне оз. Байкал – 12 % случаев. Большинство половодных наводнений происходили в бассейнах Оби и Енисея, паводочных – в бассейнах Ангары, Байкала и Амура (верхнее течение), селевых – в бассейне оз. Байкал, и зажорных – на Ангаре. Больше всего половодных с наложением паводков было в бассейне Ангары, а половодных с наложением заторов – в бассейне Лены. Заторные наводнения отмечены в бассейнах Енисея, Ангары, Лены и оз. Байкал (рис. 11.4).

11.4.3. Повторяемость, классы опасности и сила воздействия наводнений

Выше отмечалось, что информационной базой для характеристики наводнений, произошедших в Сибири за последние 29 лет (с 1985 по 2013 г.), послужили данные Глобального кадастра наводнений Дартмутской обсерватории наводнений, США [Dartmouth..., 2014]. Сведения Глобального кадастра по количеству наводнений в России (в том числе в Сибири) отличаются от данных отечественных авторов [Добровольский, Истомина, 2006]. Тем не менее он содержит достаточно полную информацию об основных крупных наводнениях, произошедших в России за многолетний период, и может быть использован в качестве основы для анализа крупных наводнений. В кадастр включают только “большие” наводнения, которые наносят значительный ущерб объектам экономики и сельскому хозяйству, имеют достаточно редкую повторяемость и(или) ведут к человеческим жертвам. В нем представлены сведения о сроках прохождения, основной причине, продолжительности наводнений, количестве человеческих жертв и эвакуированных в результате наводнений, данные о площадях затопления и частично об материальных ущербах (в USD).

По состоянию на апрель 2014 г. в кадастре зарегистрировано 4134 таких наводнения, произошедших в мире с 1985 г. Значительные наводнения на реках России за этот период представлены в 102 записях, из них 40 произошло в Сибири. В 11 из этих наводнений были человеческие жертвы, в 30 случаях потребовалась эвакуация людей.

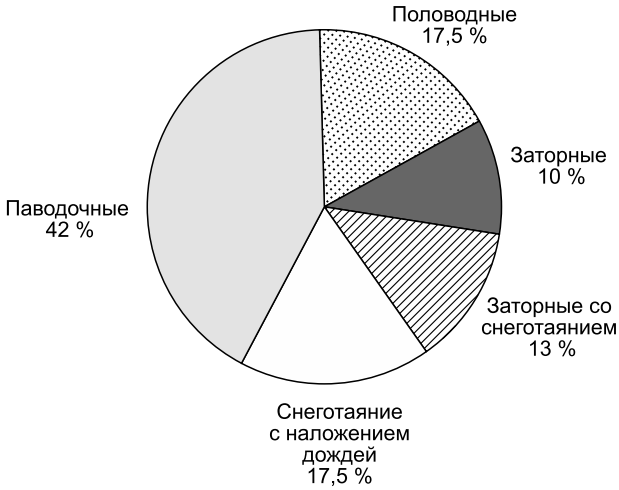


Рис. 11.5. Наводнения различного генезиса в Сибири за период 1985–2013 гг.

Наиболее часто наводнения в Сибири возникали в результате дождевых паводков (всего 17 наводнений, их повторяемость составила 59 %). На втором месте наводнения, произошедшие в результате весеннего снеготаяния и снеготаяния с наложением дождей – по 7 наводнений с повторяе-

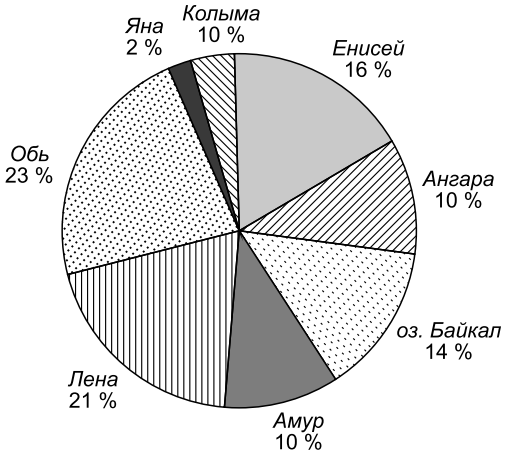


Рис. 11.6. Распределение количества значительных наводнений по макробассейнам Сибири за период 1985–2013 гг.

мостью по 24 %. На третьем месте заторные наводнения на пике половодья – 5 наводнений (повторяемость 17 %) и 4 заторных (повторяемость 14 %) (рис. 11.5).

Наибольшее количество наводнений происходит в бассейнах Оби и Лены, несколько меньше в бассейне Енисея, далее по убыванию следуют бассейны оз. Байкал, Ангары, Амура, Колымы и Яны (рис. 11.6).

В бассейне Оби большинство наводнений случается при весеннем снеготаянии или снеготаянии с наложением дождей (по 36,5 %) и в результате заторов на пике снеготаяния. В бассейне Лены могут быть все из отмеченных выше генетических типов наводнений. Однако больше всего заторных наводнений, происходящих на пике половодья, далее равное количество половодных, заторных и половодных с наложением дождей. В бассейне Енисея на долю наводнений в результате дождевых паводков приходится 37 % от всех наводнений, остальную часть составляют наводнения, происходящие в результате снеготаяния с наложением дождей (24 %), половодные, заторные и заторные со снеготаянием (по 13 %). В бассейнах оз. Байкал и р. Амур (в пределах Читинской области на реках Аргунь и Шилка) все зарегистрированные наводнения паводочного происхождения. В бассейне Ангары большинство паводочных наводнений (80 %), отмечены также и заторные с наложением снеготаяния (20 %). В бассейне Колымы отмечаются заторные, заторные со снеготаянием и в бассейне Яны паводочные наводнения (рис. 11.7).

Основными показателями затопления территории являются максимальные отметки наводнений, продолжительность стояния воды на пойме и площадь затопления. Совокупность этих показателей отражает величину (или силу воздействия) наводнения. Она очень индивидуальна и определяется как гидрологическими условиями наводнений, так и морфологией долины. Величина наводнения – основная гидрологическая характеристика наводнения. Продолжительность наводнений колеблется от 1 до 43 дней. Больше всего наводнений зарегистрировано продолжительностью 5–10 дней (29 % от всех наводнений), количество наводнений продолжительностью до 5 дней составляет 23 %, от 11 до 20 дней – 18 % и наводнений от 21 до 30 дней и более 30 – по 15 % от общего количества.

Продолжительность наводнений (в днях): для паводочных характерно в основном менее 10, за исключением трех наводнений – в Забайкалье (1993 г.), Иркутской области, Красноярском крае и Республике Бурятия

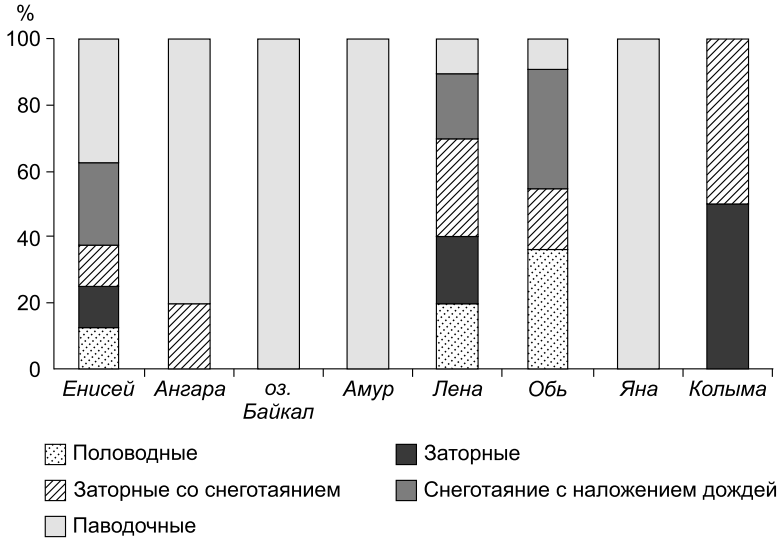


Рис. 11.7. Распределение наводнений различного генезиса по макробассейнам Сибири за период 1985–2013 гг. (обобщение по: Dartmouth... [2014]).

(2001 г.) и бассейне Яны (2004 г.); для наводнений от снеготаяния с наложением дождей – от 9 до 33; наводнений от заторов – 7–22; от заторов со снеготаянием – 11–34; наибольшая для половодных – от 4 до 43 (рис. 11.8).

По площадям затопления основная доля наводнений, представленных в Глобальном кадастре Дартмутской обсерватории, попадает в диапазон до

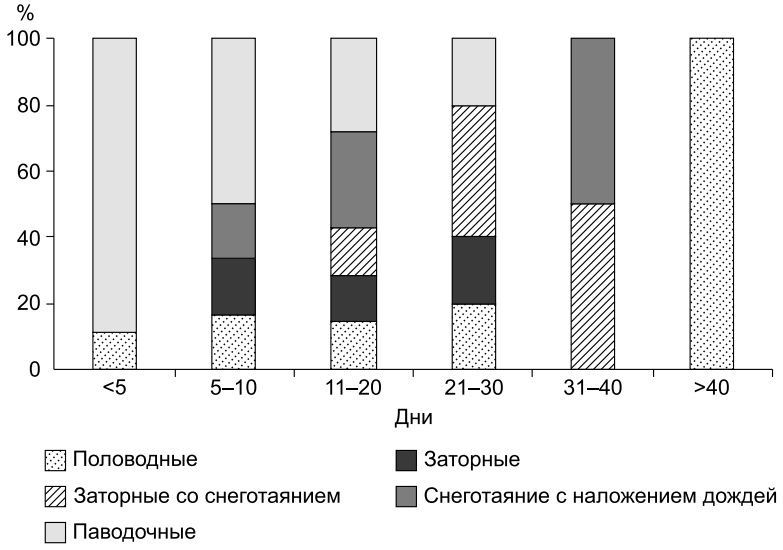


Рис. 11.8. Распределение наводнений различного генезиса по их продолжительности.

500 тыс. км^2. Площадь затопления более 500 тыс. км^2 была во время заторного со снеготаянием наводнения в мае 2013 г. в бассейне Колымы; заторного в мае 2012 г. – в бассейне Лены; половодного в апреле–мае 2003 г. – в бассейне Оби. Максимальная площадь затопления зафиксирована во время наводнения в мае 2001 г., когда затоплению подверглись земли в бассейнах Оби, Енисея, Ангары и Лены площадью около 2,9 млн км^2. Наибольшими площадями затопления характеризуются заторные со снеготаянием наводнения – с затоплением площадей более 1 млн км^2. Во время половодных и заторных наводнений затапливались площади до 1 млн км^2 и во время паводочных наводнений и наводнений от снеготаяния с наложением дождей – до 500 тыс. км^2 (рис. 11.9).

По опасности наводнений в кадастре выделяются три класса опасности:

большие наводнения (класс опасности 1): значительный ущерб различным сооружениям или сельскому хозяйству; наличие человеческих жертв; и(или) повторяемость один раз в 10–20 лет;

очень большие наводнения (класс опасности 1,5): повторяемостью более одного раза в 20 лет, но менее одного раза в 100 лет;

чрезвычайные наводнения (класс опасности 2): с предполагаемой повторяемостью больше чем 1 раз в 100 лет.

Наибольший интерес представляют чрезвычайные наводнения наивысшего 2-го класса опасности. Из 401 наводнений, произошедших в Сибири за рассматриваемый период, 7 наводнений отнесено ко 2-му классу опасности. Во всех потребовалась эвакуация людей, в пяти были человеческие жертвы. Причинами трех из них были дождевые паводки, одного – весеннее снеготаяние, два заторных (заторных со снеготаянием) и одно смешанное (с наложением дождей на весеннее снеготаяние).

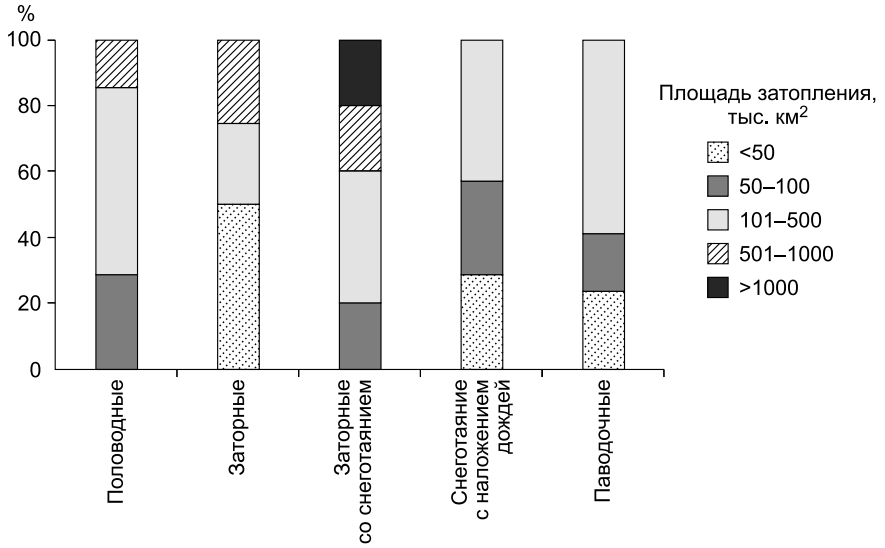


Рис. 11.9. Распределение наводнений различного генезиса по площади затопления.

Таблица 11.6

Количество наводнений различной магнитуды

Магнитуда	Количество наводнений	Количество наводнений различного генезиса (% от общего количества)				
		половодные	заторные	заторные со снеготаянием	снеготаяние с наложением дождей	паводочные
4–5	6	0	0	0	1 (17)	5 (83)
5–6	10	2 (20)	2 (20)	0	2 (20)	4 (40)
6–7	18	3 (17)	1 (6)	2 (11)	4 (22)	8 (44)
>7	6	2 (33)	1 (17)	3 (50)	0	0

Сила воздействия (или величина) наводнения может быть охарактеризована его магнитудой. Магнитуда наводнения (M) равна логарифму произведения продолжительности наводнения, класса опасности и площади затопления [Dartmouth..., 2014]:

$$M = \log (\textit{Продолжительность} \cdot \textit{Класс опасности} \cdot \textit{Площадь затопления}).$$

Все наводнения, попавшие в кадастр, имеют магнитуду больше 4, при этом 24 наводнения с магнитудой больше 6 и шесть наводнений с магнитудой больше 7. Больше всего наводнений с магнитудой от 6 до 7 – 18 наводнений, при этом большинство из них были паводочные (44 %). Причинами наводнений с наивысшей магнитудой (>7) были заторы, заторы со снеготаянием и половодья (табл. 11.6).

По совокупности всех описанных выше характеристик наиболее разрушительные наводнения произошли в 2001 г.:

12 мая–8 июня 2001 г. в результате затора и разлива Лены был полностью (на 98 %) затоплен г. Ленск. Уровень воды поднялся выше рекордного уровня – 17 м 43 см. Население города (около 25 тыс. человек) пришлось эвакуировать. В результате наводнения были затоплены 5162 дома, из них полностью разрушен 3231 дом. Суммарный ущерб от стихийного бедствия составил около 6 млрд руб., семь человек погибли. Всего от паводка в Якутии пострадали свыше 43 тыс. человек. 19 мая в г. Киренск Иркутской области были затоплены 80 % домов. В г. Красноярске более 70 домов затоплены одним из притоков р. Енисея – р. Кача. Вода поднялась на 3,4 м, повторяемость уровня составила 1 раз в 100 лет. Ледяной затор на Енисее сформировал гигантскую плотину в районе г. Туруханска. Река Обь разработала новое русло, охватив жилые дома и опоры ЛЭП. Высокий уровень воды был на реках Верхней Оби, Иртыше и притоках Тобола [РИА Новости. Электрон. ресурс]. Магнитуда этого наводнения была максимальной – 8,2, класс опасности – 2.

7–13 июля 2001 г. в бассейне Ангары было затоплено и подтоплено более 150 населенных пунктов с общей численностью 460 тыс. человек, в том числе 7 городов, погибли 11 человек. Ущерб от наводнения был оценен в 1,75 млрд руб. Причиной были дожди, обрушившиеся на Прибайкалье и превысившие ежемесячную норму за несколько дней. Ситуация

была наиболее критической в Зиминском районе Иркутской области, где несколько тысяч домов были затоплены [РИА Новости. Электрон. ресурс]. Магнитуда этого наводнения – 6,5, класс опасности – 2.

11.4.4. Характеристика ущербов от наводнений в Сибири

Наличие ущерба является сущностью наводнения в отличие от естественных сезонных разливов рек. Величина ущерба от наводнений определяется, с одной стороны, природными условиями района формирования наводнения: гидрологическими характеристиками наводнения (высота подъема уровней, повторяемость, скорость поднятия воды, продолжительность затопления, состав и количество твердых наносов, время наступления наводнения и т. п.), и морфологией долины, а с другой – социально-экономическими факторами: степенью и видом хозяйственного освоения и заселения территории. Кроме этого, значительное влияние на величину ущерба оказывают проводимые противопаводковые мероприятия, своевременный прогноз паводка и подготовленность населения.

Наводнения всегда были естественным сдерживающим фактором хозяйственного освоения пойменных территорий. В последние десятилетия усилилось наступление человеческой деятельности на поймы сибирских рек, что привело к увеличению ущербов от наводнений. Величина ущерба и его генетическая и отраслевая структура меняются в ходе хозяйственного развития. Так, с одной стороны, строительство плотин ГЭС сняло опасность зажорных наводнений для Иркутска, половодных и заторных – для Красноярска; дамбы защитили Абакан, Якутск и другие города. Но, с другой стороны, продолжающаяся застройка пойм сделала ущерб от их затопления более значительным. Появились новые виды ущерба: от затопления и подтопления в нижних бьефах ГЭС при повышенных сбросах через ее плотины, при форсировке уровня выше проектных отметок в верхних бьефах. Так, зона затопления земельных угодий на бурятском побережье Байкала достигла почти 20 тыс. га, а ущерб только сельского хозяйства в 1994 г. составил около 22,7 млрд руб. [Кичигина, Корытный, 1997].

Первое место по причиняемому ущербу в Сибири [Таратунин, 2008] занимают наводнения, формирующиеся в результате дождевых паводков (около 39 % всех наводнений), второе – снеговые (21 %) наводнения и третье – заторно-снеговые (19 %). Причем наводнения дождевого происхождения преобладают для Читинской, Иркутской областей и Республики Бурятия (70, 60 и 70 % от общего количества наводнений по области соответственно), снеговые наводнения доминируют в Западно-Сибирском экономическом районе (60 %). В Красноярском крае и Республике Тыва примерно равный вклад дают наводнения заторно-снегового (31 %), снегового (30 %) и смешанного (33 %) генезиса, в Республике Якутия преобладают снеговые (35 %) и заторные (30 %) наводнения, несколько меньше (22 %) дождевых наводнений.

По отраслям народного хозяйства в Сибири ущерб распределяется следующим образом. Наибольший ущерб наносится сельскому и коммунально-бытовому хозяйству – соответственно 31 и 25 % от суммарного ущерба, далее промышленности – 19 % и транспорту – 18 %, ущерб частному иму-

Таблица 11.7

Распределение ущерба по отраслям народного хозяйства [Таратунин, 2008] (в % от суммарного среднегодового)

Отрасль народного хозяйства	Западно-Сибирский экономический р-н	Восточно-Сибирский экономический район				Республика Саха (Якутия)
		Красноярский край и Республика Тыва	Иркутская область	Республика Бурятия	Читинская область	
Промышленность	17,0	32,0	12,4	17,0	2,3	32,0
Сельское хозяйство	54,0	6,0	18,2	53,8	35,1	18,0
Транспорт	12,0	15,0	12,1	11,2	39,6	20,0
Коммунально-бытовое хозяйство	9,0	39,0	47,3	10,0	23,0	19,0
Частный ущерб	8,0	8,0	10,0	8,0	–	11,0

ществу граждан составляет около 8 %. Эти соотношения меняются по регионам Сибири и зависят от уровня развития в них конкретных отраслей народного хозяйства (табл. 11.7). Так, в Западно-Сибирском округе и Республике Бурятия основной ущерб наносится сельскому хозяйству, в Красноярском крае и Республике Тыва – промышленности и коммунально-бытовому хозяйству, в Иркутской области – коммунально-бытовому хозяйству, в Читинской области – транспорту и в Республике Саха (Якутия) – промышленности.

Неоценимым в денежном эквиваленте ущербом от наводнений являются человеческие жертвы. Всего по данным Дартмутского Глобального кадастра наводнений [Dartmouth..., 2014], за 1985–2013 гг. в Сибири в результате наводнений погибли 86 человек. Максимальное количество жертв (18 человек) было во время наводнения при наложении дождевых паводков на снеготаяние в апреле–мае 2004 г. в бассейнах Оби и верхнего Енисея. Во время заторного наводнения на Лене в мае–июне 1998 г. погибли 15 человек, во время паводочного наводнения в июле 2001 г. в Иркутской области и Забайкалье – 11 человек.

Максимальное количество жертв отмечается в результате наводнений от снеготаяния с наложением дождей – 33 человека (38 % от общего количества наводнений с человеческими жертвами) и при паводочных наводнениях – 28 человек (33 %), заторных – 18 человек (21 %) и заторных наводнений со снеготаянием – 7 человек (8 %). Только при половодных наводнениях не было человеческих жертв.

В 30 случаях потребовалась эвакуация людей, в 10 – количество эвакуированных было менее 1 тыс. человек, в 14 – от 1 до 10 тыс. человек и в 6 – более 10 тыс. человек, для этих же наводнений материальные ущербы были максимальными. Причем четыре из этих наводнений были паводочного генезиса, одно заторное и одно заторное с наложением снеготаяния. Максимальное количество людей было эвакуировано в результате паводочных наводнений – 10 случаев, снеготаяния с наложением дождей – 7, заторных со снеготаянием – 5 случаев.

11.4.5. Районирование Сибири по опасности наводнений

Опасность наводнений характеризуется их происхождением, повторяемостью, силой воздействия, величиной ущерба и возможностями прогнозирования опасной ситуации. Макрорайонирование долин основных рек Сибири по опасности наводнений выполнено с учетом геоморфологических особенностей русла и долины, высоты, повторяемости и продолжительности затопления, а также хозяйственной освоенности территории. При районировании рассматривались в основном только средние и малые реки.

Наиболее опасными здесь следует считать наводнения от волн прорыва при возможных повреждениях плотин. Поймы ниже плотин ГЭС плотно заселены, и ущерб (в случае катастрофы) может достигать гигантских размеров. К счастью, вероятность таких событий мала, но считаться с ней, особенно учитывая всплеск мирового терроризма в последние годы и фактор сейсмичности территории, необходимо. Возможности прогнозирования таких ситуаций очень малы.

Более или менее предсказуемы паводочные наводнения, вызываемые сильными дождями. Однако заблаговременность и точность таких прогнозов, определяемая степенью успешности прогнозов осадков, как правило, невелика. Учитывая широкое распространение дождевых паводков по территории Сибири и значительную их повторяемость, следует считать этот генетический вид наводнений очень опасным.

Имеются практические трудности прогнозирования и нагонных явлений в устьях рек, на озерах и водохранилищах с учетом их сложной связи с процессами атмосферной циркуляции, а также сейш на крупных озерах.

Остальные генетические виды наводнений более предсказуемы как в пространственном, так и во временном разрезе. Например, заторные, зажорные и наледные наводнения приурочены обычно к постоянным участкам, определяемым морфологией долины, и происходят часто в одно и то же время. Сроки половодных наводнений также примерно известны, хотя точные даты, как и величина подъема уровня, зависят прежде всего от объема снегозапасов и интенсивности снеготаяния. Следует отметить, что достижения в прогнозировании этих показателей в последние годы выросли, особенно в связи с развитием применения данных дистанционного зондирования Земли.

Интегральная опасность наводнений определяется различным сочетанием рассмотренных выше факторов (характеристик). Предлагается, с учетом данных работы [Авакян, Полюшкин, 1991], выделять пять классов опасности: малая, средняя, значительная, высокая и очень высокая. При этом учитываются генезис, повторяемость, их величина (сила воздействия) и ущерб, возможность и целесообразность прогнозирования.

К I классу (малая опасность) относятся ситуации или с почти постоянным небольшим затоплением (заливные луга на пойме и т. п.), или со средним, но чрезвычайно редким наводнением; прогнозирование обычно нецелесообразно. Ко II классу (средняя опасность) принадлежат средние по величине воздействия и ущерба наводнения с относительно частой повторяемостью, и поэтому сравнительно легко предсказуемые. III класс (значительная опасность) включает средние и сильные наводнения со сред-

ней повторяемостью и с удовлетворительной прогнозируемостью; IV класс (высокая опасность) – все сильные наводнения с редкой повторяемостью и поэтому плохо прогнозируемые (особенно паводочные). Наконец, V класс (очень высокая опасность) объединяет чрезвычайно редкие и практически непредсказуемые ситуации, которые могут стать причиной катастрофических наводнений, прежде всего наводнения при повреждении плотин ГЭС.

В результате по сочетанию всех анализируемых характеристик выделено восемь районов:

I. Западно-Сибирский равнинный район объединяет равнинные территории в бассейнах Оби и Иртыша и характеризуется относительно частыми половодными наводнениями II–III классов опасности, возможно, с наложением дождей и заторов. Ввиду большой заселенности и хозяйственной освоенности территории ущерб от наводнений может быть значителен.

II. Верхнеенисейско-Верхнеобский горный и котловинный район охватывает горные массивы в верхних течениях Енисея и Оби. Преобладающие причины наводнений – весенне-летние половодья, нередко с наложением дождевых паводков; возможны и летние паводочные наводнения. Класс опасности II и III; ущерб в относительно плотно заселенных предгорьях может быть значителен.

III. Восточно-Саянский горный и предгорный район занимает сооружения Восточного Саяна (восточный макросклон) и Хамар-Дабана, Олхинское плато, а также хорошо освоенные подгорные равнины у подножия Восточного Саяна. Преобладающей причиной наводнений являются летние дождевые паводки, с которыми связаны наводнения III–IV классов опасности, в предгорной полосе иногда усугубляемые селевыми явлениями.

IV. Забайкальский низкогорный и равнинный район включает территории забайкальских хребтов и котловин в бассейнах Селенги, Аргуни и Шилки. Для него характерны относительно частые наводнения II–III классов опасности, причиной которых служат летние ливни и обложные дожди. Ввиду большой заселенности территории, в том числе речных долин, ущерб от наводнений значителен. На побережье Байкала возможны нагонные наводнения I класса, а также затопления от подпора озера плотиной ГЭС.

V. К Витимо-Олекминскому горному району относятся хребты и нагорья Северного Забайкалья и Алданского щита. Здесь преобладают паводочные наводнения, но возможны и половодные, значительна доля заторно-зажорных. Ввиду специфической морфологии долин (преобладают высокие берега) и слабой заселенности территории опасность наводнений не превышает II класса.

VI. Среднесибирский плоскогорный район включает территорию Среднесибирского плоскогорья и Центрально-Якутской низменности. Это самый обширный район бассейнов Енисея, Лены, Пясины, Хатанги, Анабара, Оленека. Он характеризуется наводнениями половодного и заторного происхождения. Хотя территория очень слабо освоена и заселена, большинство населенных пунктов приурочено к долинам рек, поэтому с опасностью наводнений приходится считаться с давних времен. Например, ряд городов, входящих в этот район (Енисейск, Киренск, Якутск), системати-

чески подвергаются наводнениям. В целом же на территории района преобладают наводнения половодного происхождения I–II классов и заторные – III–IV классов опасности.

VII. Северо-Восточный горный район занимает горные сооружения в бассейнах Яны, Индигирки и Колымы. Здесь преобладают паводочные, реже половодные и заторные наводнения II–III классов опасности; ущерб ввиду крайне малой заселенности невелик.

VIII. Северо-Сибирский приморский район объединяет преимущественно равнинные устьевые области крупных сибирских рек, впадающих в моря Северного Ледовитого океана. Здесь также доминируют половодные наводнения, однако свойственны также нагонные и приливные, особенно в эстуариях рек. Опасность наводнений мала, преимущественно I, реже II класса (последнее – в портах устья Енисея) (рис. 11.10).

Кроме выделенных районов, особо следует отметить участки гидротехнического регулирования с повышенной опасностью наводнений. Они включают побережья акваторий водохранилищ, с малыми впадающими в них реками, а также участки потенциального затопления в случае прорывных наводнений в нижних бьефах ГЭС. К таким участкам относятся, в первую очередь, берега водохранилищ Ангаро-Енисейского каскада, а также Новосибирского, Вилюйского и других водохранилищ. Это особые

Рис. 11.10. Макрорайонирование Сибири по опасности наводнений.

I–VIII – районы, подвергавшиеся наводнениям.

участки, поскольку на зарегулированных главных реках половодные и паводочные наводнения отсутствуют, но бывают нагонные и подпорные затопления побережья водохранилищ, зажорные наводнения на нижней границе полыньи, подтопления и затопления – при излишних сбросах через плотины (Мамаканская ГЭС, июнь 2006 г.). Опасность этих наводнений обычно не превышает I–II класса, как и возможных паводочных на малых реках (например, на р. Минусинке в 1993 г.). Однако над этими территориями постоянно висит угроза прорывных наводнений, которым присвоен высший – V класс опасности.

Таким образом, следует отметить значительное разнообразие наводнений в Сибири как за исторический период, так и в настоящее время, по генезису, силе воздействия, площади распространения, ущербу. Наиболее опасными на территории Сибири следует считать паводочные, смешанные наводнения (половодные с наложением паводков или заторов) и наводнения в результате заторов. Кроме того, здесь существует опасность катастрофических прорывных наводнений при повреждении гидроузлов.

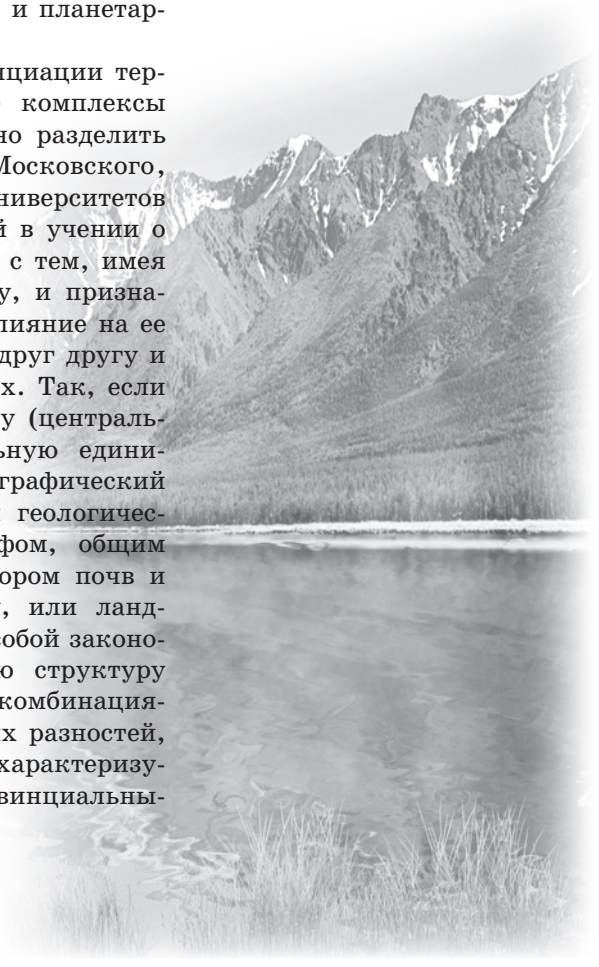
В паводкоопасных районах необходимы комплексные мероприятия, с учетом региональности, на основе бассейнового подхода, включающие прогнозирование, планирование и осуществление работ до наступления наводнения, в период его прохождения и после окончания. Действенные меры предотвращения наводнений могут в десятки раз уменьшить затраты на ликвидацию их последствий.

Глава 12

ЛАНДШАФТЫ

Природные компоненты географической среды (геолого-геоморфологические особенности, климат, почвы, растительность, животный мир) взаимосвязаны и в совокупности образуют закономерные сочетания разных иерархических уровней, которые, согласно В.Б. Сочаве [1963], стали называть геосистемами. В 1978 г. он акцентировал внимание на том, что в ландшафтоведении нет установившейся классификационной традиции, и предложил двухрядную систему классификации геосистем, основанную на знаниях о топогеосистемах, которые пространственными композициями объемлют всю совокупность земных комплексов топологического, регионального и планетарного уровней [Сочава, 1978].

Существующие подходы к дифференциации территории на природно-территориальные комплексы или геосистемы разных порядков можно разделить на российско-европейский (школы Московского, Санкт-Петербургского, Воронежского университетов и др.) и российско-сибирский, развитый в учении о геосистемах В.Б. Сочавы [1978]. Вместе с тем, имея общий объект – ландшафтную оболочку, и признавая основные факторы, оказывающие влияние на ее дифференциацию, они не противоречат друг другу и часто сходятся в единых представлениях. Так, если за базовую классификационную единицу (центральную классификационную территориальную единицу) одни исследователи принимают географический ландшафт – территорию с однородным геологическим фундаментом, однотипным рельефом, общим фоновым климатом, закономерным набором почв и биоценозов, то другие – макрогеохору, или ландшафтный округ, который представляет собой закономерно сочетающуюся пространственную структуру топогеосистем с однотипным климатом, комбинациями растительных сообществ и почвенных разностей, геоморфологических подразделений и характеризуется единообразными зональными и провинциальными особенностями.



Универсальные географические закономерности – широтная зональность, климатическая секторность, высотная поясность, провинциальность, связанная с геоморфоструктурными особенностями территории, – отражаясь в свойствах наименьших по размерам геосистем, проявляются и учитываются в дифференциации более крупных подразделений географической среды, хотя имеются варианты разного расположения их границ.

Территория Сибири и Дальнего Востока, охватывающая почти весь североазиатский субконтинент [Сочава, Тимофеев, 1968], может рассматриваться как особое физико-географическое единство планетарного порядка в пределах северного внетропического пояса. Она расположена в основном в северной половине умеренного пояса и в субарктических широтах, глубоко вклиниваясь в отдельных частях в Арктику (до 78° с.ш.) и южноумеренные широты (до 42° с.ш.) В соответствии с таким географическим положением годовая величина суммарной солнечной радиации на севере меньше 60 ккал/см^2 и радиационного баланса меньше 10 ккал/см^2, в то время как на юге они превышают 120 и 45 соответственно. Преобладающая часть территории (около 3/4) получает немного солнечного тепла (суммарная радиация 70–90, радиационный баланс 10–35 ккал/см^2 в год). От определяемых географической широтой годового количества и суточно-сезонной ритмики поступления солнечной энергии зависят важнейшие свойства геосистем. Эта зависимость, определяемая как широтная зональность, является одной из главнейших ландшафтообразующих планетарных закономерностей как дифференциации, так и организации территории в природно-территориальные комплексы, или геосистемы разного ранга. Основные процессы ландшафтообразования, такие как влагооборот, почвообразование, биогенный круговорот вещества, сезонная динамика и другие, определяются тепло- и влагообеспеченностью.

Распределение тепла и влаги зависит также от мегаположения в системе суша–океан и действующих процессов атмосферной циркуляции (секторности), а также от гипсометрического положения и геолого-геоморфологических свойств территории. Фактически общепризнанно, что эти факторы могут быть главными критериями классификаций геосистем.

В настоящее время можно считать установленным, что типологический и хорологический подходы к анализу и синтезу ландшафтной сферы взаимосвязаны и взаимодополняют друг друга. Универсальной моделью ландшафтной структуры земной поверхности служат ландшафтные карты – типологическая и районирования [Исаченко, 1991, 2007] с детальной характеристикой их таксонов.

Первые сведения о природе Сибири появились в начале XVII в. после походов русских землепроходцев. В географических материалах того времени преобладали несистематизированные описания отдельных компонентов природы и данные о расстояниях между реками и населенными пунктами в днях пути без настоящих карт, поскольку чертежи, приложенные к отчетам землепроходцев, не давали истинного представления о размерах территории, расстояниях и положении географических объектов.

Лишь в XVIII в. результаты исследований стали документироваться более точно, так как большое значение стали придавать картам, основан-

ным на инструментальных геодезических и астрономических измерениях. Значительный вклад в изучение природы Сибири внесли: Д.Г. Мессершмидт, который оставил подробные описания своих маршрутов, отметив характерные ландшафты, отдельные явления и процессы, сотрудники Второй Камчатской экспедиции – И. Гмелин, Г. Миллер, С.П. Крашенинников, исследовавшие не только природные особенности, но и природные ресурсы региона, экспедиции П.С. Палласа, сотрудник которой И.И. Георги был первым исследователем восточного побережья Байкала.

В XIX в. А.Ф. Миддендорф изучил поведение компонентов природы в условиях низких температур, впервые выделил зоны сплошного и островного распространения вечной мерзлоты, дал ряд указаний по дальнейшему изучению этого природного явления, оказывающего в условиях Сибири влияние на все сферы хозяйственной деятельности, внес значительный вклад в такие области наук, как геология, климатология, зоология и ботаника.

Открывшийся в 1851 г. Сибирский отдел Русского географического общества взял в свои руки инициативу организации научных географических экспедиций [Берг, 1946]. Так, во время экспедиций под руководством Н.Х. Ахте были составлены карты Байкала и Забайкалья, сотрудниками экспедиции Р.К. Маака проведены первые стационарные и полустационарные метеорологические наблюдения, участниками экспедиции Л.Э. Шварца составлена подробная карта юга Восточной Сибири, Г.И. Радде получены интересные данные по биоте Байкала и рельефу Восточного Саяна. Большую роль в изучении природы Сибири сыграл П.А. Кропоткин, исследовавший геологическое строение и рельеф ряда районов и высказавший интересные взгляды на оледенение гор Прибайкалья. К числу, несомненно, важных для физической географии следует отнести работы А.Л. Чекановского, И.Д. Черского, Б.И. Дыбовского, В.А. Обручева.

В 1930–1950-е годы физико-географические исследования в Сибири проводились учеными Института географии АН СССР (А.А. Григорьев, И.П. Герасимов, Н.В. Думитрашко, Г.Д. Рихтер, В.С. Преображенский), Московского (С.С. Воскресенский, Н.И. Михайлов, Ю.П. Пармузин, Ю.Г. Симонов), Ленинградского (Б.Н. Городков, В.Б. Сочава, С.П. Суслов), Томского (Г.Г. Григор, М.В. Тронов, Л.Н. Ивановский) и Иркутского (Б.В. Зонов, М.Н. Мельхеев, В.М. Бояркин) университетов.

К числу первых комплексных природоведческих работ в Сибири, по-видимому, следует отнести исследования экспедиций Переселенческого управления, которые не будучи формально ландшафтными проводились с учетом всех компонентов природы. С возникновением собственно ландшафтного подхода работы по изучению ландшафтной структуры отдельных регионов осуществлялись географами Московского, Томского и Иркутского университетов, Института географии АН СССР.

Новый этап ландшафтных исследований начался с организацией в 1958 г. Института географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР (ныне Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН), с появлением геосистемной парадигмы и учения о геосистемах В.Б. Сочавы (60–70-е годы XX в.). Уточнение ландшафтных представлений о североазиатской Сибири

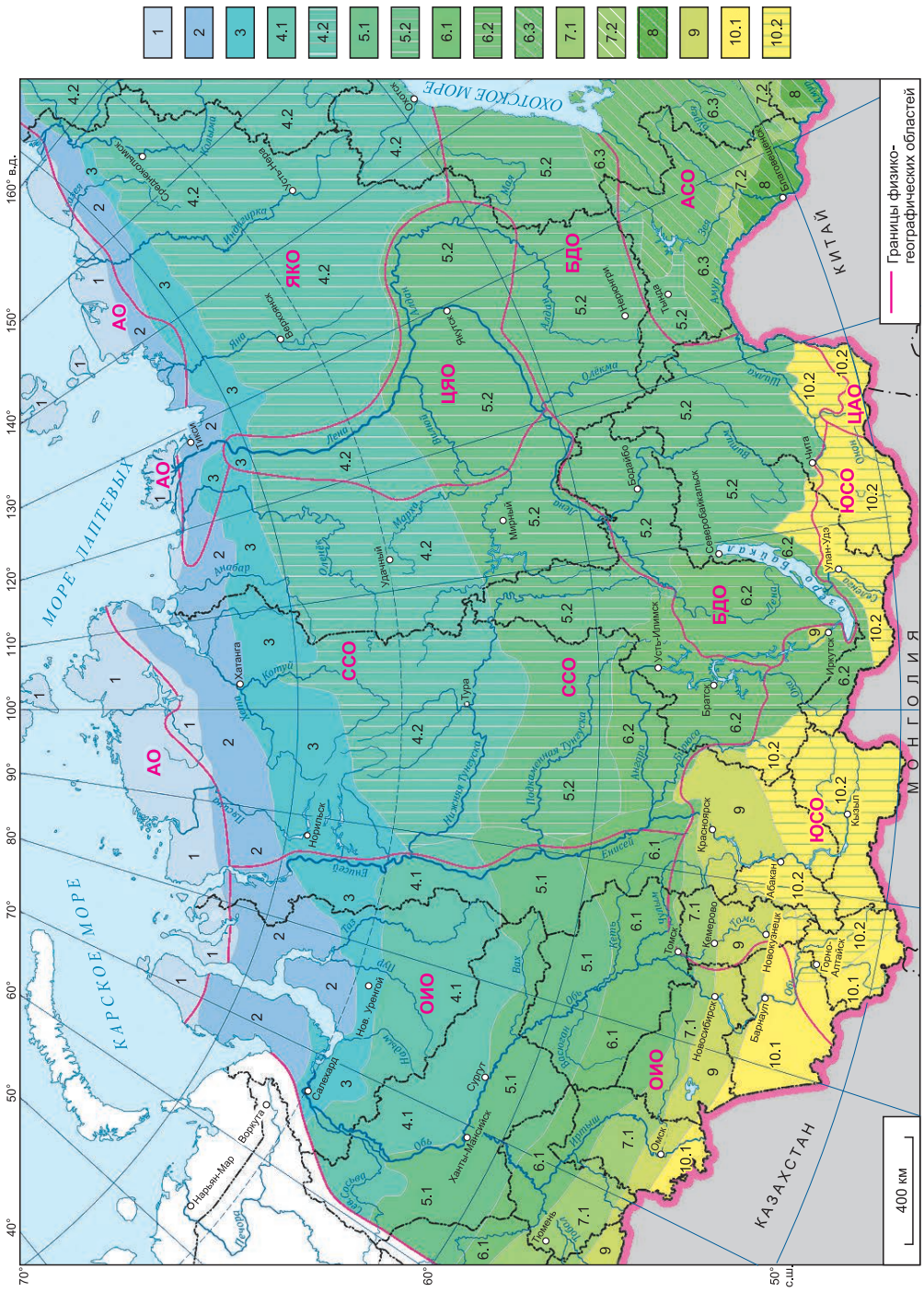

1
2
3
4.1
4.2
5.1
5.2
6.1
6.2
6.3
7.1
7.2
8
9
10.1
10.2
Границы физико-географических областей
400 км
ОХОТСКОЕ МОРЕ
МОРЕ ЛАПТЕВЫХ
КАРСКОЕ МОРЕ
КИТАЙ
МОНГОЛИЯ
КАЗАХСТАН
АО
ЯКО
ЦЯО
БДО
АСО
ССО
ОМО
ЮСО
ЦАО
Нарьян-Мар
Воркута
Салехард
Норильск
Хатанга
Тикси
Якутск
Нов. Уренгой
Ханты-Мансийск
Сургут
Тюмень
Омск
Новосибирск
Барнаул
Кемерово
Томск
Красноярск
Абакан
Новокузнецк
Горно-Алтайск
Кызыл
Иркутск
Улан-Удэ
Чита
Братск
Усть-Илимск
Бодайбо
Северобайкальск
Мирный
Улан-Удэ
Тында
Биробиджан
Хабаровск
Комсомольск-на-Амуре
Магадан
Петропавловск-Камчатский
Охотск
Анадырь
40°
50°
60°
70°
80°
90°
100°
110°
120°
130°
140°
150°
160° в.д.
70°
60°
50° с.ш.

Рис. 12.1. Геосистемы Сибири.

Физико-географические области Сибири и Дальнего Востока: АО – Арктическая, ОИО – Обь-Иртышская, ССО – Среднесибирская, ЦЯО – Центрально-Якутская, ЯКО – Яно-Колымская, ЮСО – Южно-Сибирская, БДО – Байкало-Джугджурская, ЦАО – Центрально-Азиатская пустынно-степная, АСО – Амуро-Сахалинская.

Обобщенные типы геосистем: 1 – арктические и субарктические континентальные (ледниковые, полярно-пустынные, арктотундровые); 2 – субарктические континентальные (типичные и южные тундровые); 3 – бореально-субарктические (лесотундровые) континентальные и резко континентальные; 4–6 – бореальные: 4 – северотаежные: 4.1 – типичные континентальные (западно-сибирские), 4.2 – резко и крайне континентальные (восточно-сибирские); 5 – среднетаежные: 5.1 – типичные континентальные (западно-сибирские), 5.2 – резко и крайне континентальные (восточно-сибирские); 6 – южно-таежные: 6.1 – типичные континентальные (западно-сибирские), 6.2 – резко и крайне континентальные (восточно-сибирские), 6.3 – притихоокеанские; 7 – бореальные, переходные к суббореальным (подтаежные): 7.1 – континентальные, 7.2 – притихоокеанские; 8 – суббореальные гумидные (широколиственные); 9 – суббореальные семигумидные (лесостепные) континентальные; 10 – суббореальные семиаридные: 10.1 – континентальные (средние и южные степные), 10.2 – резко и крайне континентальные (степные).

осуществляется непрерывно на протяжении второй половины XX и начала XXI веков параллельно с фундаментальным развитием учения о геосистемах. Исследования структуры и режимов геосистем на четырех стационарах Института географии СО РАН позволили определить и раскрыть пространственные различия функционирования фаций с учетом временной динамики биотических и абиотических факторов. На базе концепции трехрядной классификации геосистем, включающей типологический, хорологический и динамический ряды, В.С. Михеевым и В.А. Ряшиным под руководством В.Б. Сочавы была создана карта “Ландшафты юга Восточной Сибири” [1977], в легенде которой отражены вся совокупность картируемых геомеров, подчиненная геосистемам планетарной размерности, крупные региональные таксоны, которым подчинены картируемые группы геомов, и динамические категории групп фаций.

А.А. Крауклисом [1979] были созданы основы экспериментального ландшафтоведения, базирующегося на концепции геосистемы как множества ее функционально связанных переменных состояний. Вопросы функционирования геосистем рассмотрены во многих работах сотрудников Института географии СО РАН через дифференциацию и миграцию вещественной составляющей природных образований. Важное место в этих исследованиях занимает проблема географического прогнозирования, которое В.Б. Сочава [1962] считал главным направлением географии, смыкающимся с вопросами информационного обеспечения и моделирования.

Для построения обобщенной схемы ландшафтной дифференциации Сибири (рис. 12.1) использованы общепризнанные представления о ландшафтной структуре территории [Сочава, Тимофеев, 1968; Исаченко, 1985, 2007; Нацио-

нальный атлас России, 2004], результаты многочисленных работ, выполненных сотрудниками Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН в ходе стационарных и региональных исследований географических систем в разных регионах, в том числе и собственные проработки по выявлению региональных границ и организации структур геосистем, в основном по югу Сибири. На схеме совмещены границы региональных хорологических единиц – физико-географических областей – и показана общая пространственная конфигурация типов геосистем, учитывающая проявление ведущих ландшафтообразующих факторов. Обсуждение физико-географических особенностей осуществляется также с использованием многочисленных литературных и картографических источников [Северная Якутия, 1962; Букс и др., 1977; Исаченко, 1985; Сочава, 1980; Крауклис, 1993; Национальный атлас России, 2004; и др.].

Крайними звеньями широтно-зонального ряда геосистем в Северной Азии являются арктические пустыни и тундра на севере и сухие степи и муссонные широколиственно-лесные геосистемы на юге. Между ними широкую зону по протяженности занимают геосистемы таежного типа.

Фактически в ландшафтной структуре Сибири таежные геосистемы играют основную роль. Тайга – это тип географических ландшафтов, где господствуют северные хвойные леса с подзолистыми или мерзлотно-таежными почвами, при холодном, но с хорошо выраженным теплым временем года, климате.

Атмосферное увлажнение по отношению к количеству солнечного тепла большей частью избыточно, однако при этом в ряде регионов возможны временная засушливость почвы и сильное иссушение воздуха.

Широтно таежные ландшафты делятся на ряд подзональных типов, составляющих особые подзоны.

Переходная полоса между тундрой и тайгой – угнетенные разреженные леса (редколесья), чередующиеся с тундрой, – лесотундра. Для следующей подзоны – северной тайги – характерны низкий редкостойный лес, глееподзолистые или глеемерзлотно-таежные почвы.

Наиболее типичные черты таежных ландшафтов сосредоточены в средней подзоне – средней тайге, где господствуют полноразвитый бореальный древостой с преобладанием кустарничков и мхов в наземном покрове, собственно подзолистые или мерзлотно-таежные почвы.

В ландшафтах южно-таежной подзоны значительную роль играют хвойные и формирующие восстановительные сообщества лиственные деревья, в напочвенном покрове – травянистые растения и кустарничково-зеленомошный покров на дерново-подзолистых почвах.

Южную границу тайги образуют подтаежные ландшафты. Перед степной зоной – это травяные, часто парковые леса из березы, осины и сосны на серых лесных почвах, а перед зоной широколиственно-лесных ландшафтов – смешанные широколиственно-таежные леса на бурых лесных, в разной степени оподзоленных почвах.

Тундра отличается от тайги безлесием, доминированием в биотических сообществах мхов и лишайников, кустарничков, кустарников, а также некоторых многолетних травянистых растений (осок, пушицы), малой

мощностью почв, ведущим процессом в которых является оглеение. Геосистемам тундры свойственны слабое торфонакопление, интенсивное передвижение грунта, вызываемое мерзлотными процессами. Климат холодный, с очень редуцированным теплым временем года. Дефицитом тепла обусловлена постоянно высокая влажность почвы и воздуха при небольшом количестве атмосферных осадков.

В зоне тундровых ландшафтов различают подзоны арктических (с несплошным растительным покровом), типичных (мохово-лишайниковых) и южных (кустарниковых или кустарничковых) тундр.

В полярно противоположных тундровым ландшафтах степного типа основу биотических сообществ составляет травянистая растительность, произрастающая на черноземах и каштановых почвах при умеренно холодном с теплым или даже жарким летом климате. Обеспечиваемая количеством солнечного тепла испаряемость превышает величину атмосферного увлажнения или близка к ней. Степь в Сибири представлена двумя подзонами: лесостепной (луговые степи и остепненные луга с островками березового, осинового и соснового леса, преимущественно на темно-серых лесных почвах) и собственно степной (разнотравно-дерновинно-злаковой на черноземах обычных). Другие разновидности степных ландшафтов здесь не создают широтных подзон.

Умеренно теплым муссонным климатом с сухой и холодной зимой, влажным и теплым летом отличаются ландшафты дальневосточных широколиственных лесов на бурых лесных почвах, но основной ареал ландшафтов этого типа находится за пределами России. В российской части Дальнего Востока распространены ландшафты переходного – широколиственно-таежного – типа, во многом совмещающие признаки тайги и широколиственных лесов, но имеющие свои особые черты. Кроме того, здесь встречается другой промежуточный тип, включающий элементы муссонных широколиственно-лесных, луговых и степных ландшафтов.

С севера и востока Северную Азию омывают океаны – Тихий и Северный Ледовитый, – оказывающие на нее воздействие, но все же основная ее часть остается вне сферы значительного океанического влияния воздушных масс. Большинству ландшафтов свойственны пониженное количество атмосферного увлажнения, усиленные зимние охлаждения и летнее прогревание воздуха, т. е. повышенная континентальность климата.

Минимальное участие в смягчении континентальности принимает Северный Ледовитый океан. Его холодные, содержащие мало влаги воздушные массы, проникая в континент далеко на юг, нередко увеличивают засушливость и перепады температуры. Более теплый и влажный тихоокеанский воздух существенно сглаживает континентальность ландшафтов восточной части. Однако он воздействует на континент главным образом в теплое время года, а зимой почти до самого побережья господствует континентальный воздух. Самая большая часть субконтинента Северной Азии круглогодично находится в сфере ослабленного огромным расстоянием влияния Атлантики, которое достигает Сибири благодаря западным планетарным ветрам умеренных широт.

Обширный североазиатский массив суши смыкается с центрально-азиатским субконтинентом – ареалом наиболее ограниченных океанических воздействий и максимально высокой степени континентальности. По направлению к западу и северо-западу, востоку и юго-востоку от границы с “ядром” Азиатского материка континентальность ландшафтов ослабевает. Менее существенно она сокращается в северном и особенно – в северо-восточном направлении. Здесь, приблизительно по полосе, разделяющей сферы влияния атлантических и тихоокеанских адвекций, проходит восточно-сибирский отрог повышенной континентальности, который прослеживается почти до побережья Северного Ледовитого океана.

Ослабление континентальности (увеличение океаничности) отражается прежде всего в распределении годового количества осадков. В самых континентальных ландшафтах юга и востока Сибири оно составляет около 200 мм. Преобладающая часть Северной Азии получает их 250–500 мм в год. В наиболее доступных атлантическим адвекциям западносибирских ландшафтах выпадает 500–600 мм осадков, а на тихоокеанском побережье – 500–1000 мм. В горных областях юга Сибири под влиянием значительной высоты над уровнем моря и других орографических факторов количество осадков достигает и даже превышает 1000 мм в год. На атмосферном увлажнении сказывается и географическая широта. Так, тундровые ландшафты высоких широт, простирающиеся вдоль побережья Северного Ледовитого океана, получают в год примерно столько же или даже меньше осадков (200–300 мм), чем степные ландшафты на юге.

Континентальность сибирских ландшафтов определяется главным образом зимним сезоном, поскольку в это время наиболее ограничено проникновение океанических воздушных масс на материк. На зиму приходится минимум атмосферного увлажнения. Еще большее значение имеет усиленное зимнее выхолаживание воздуха. Средняя температура самого холодного месяца варьирует по территории от –12...–16 до –45...–60 °С, причем она гораздо меньше зависит от географической широты, определяющей поступление солнечного тепла, чем от степени доступности ландшафта вторжениям более теплого в зимнее время океанического воздуха. Зимний “избыток” холода, вызванный резким уменьшением или даже прекращением адвекций тепла с океанов, является самым характерным выражением континентальности ландшафтов Северной Азии.

Зимние морозы и тонкий снежный покров, вызывая сильное промерзание почвы, обрекают ее на длительное пребывание в мерзлом или полумерзлом состоянии весной и летом. Кроме того, вследствие малоснежности зимы ландшафт лишается запаса влаги, необходимого для предотвращения или смягчения засушливости, создаваемой высокой испаряемостью воды в теплое время года.

Главное следствие зимних холодов и малой мощности снежного покрова – широкое распространение многолетней мерзлоты. Этот мерзлый в течение всего года слой горных пород, в разной степени насыщенный льдами, может достигать многие сотни метров и начинаться уже с глубины нескольких сантиметров. Он встречается практически по всей тундре, ха-

рактерен для части тайги, островками отмечается в наиболее континентальных степных ландшафтах, переходя, таким образом, и в Центральную Азию.

По сравнению с мощным зимним выхолаживанием эффект усиления континентом летнего прогревания менее значителен, поскольку в это время Северная Азия становится более доступной для океанического воздуха. Средняя температура самого теплого месяца составляет от +2...+4 до +20 °С и больше. По территории она распределена главным образом в соответствии с поширотными различиями инсоляции.

Все же и летом сохраняется восточно-сибирский отрог усиленной континентальности, где в июле даже за 60° с.ш. средняя месячная температура воздуха превышает +18 °С. Самая континентальная часть субконтинента выделяется также несколько повышенной широтно-зональной нормой прихода солнечного тепла (главным образом в конце зимы, весной и в начале лета), что является следствием малого содержания водяных паров в воздухе после сильного и длительного зимнего выхолаживания. Так, вблизи Полярного круга в резко континентальном районе “полюса холода” (метеостанция Оймякон), где средняя температура января ниже −50 °С и годовое атмосферное увлажнение около 200 мм, суммарная радиация достигает 90 ккал/см^2 в год. В такой ситуации сказывается возможным существование биоценозов тундрового, таежного и степного типов в пределах одного ландшафта.

По существу разным типам так называемых зональных ландшафтов свойственна также неодинаковая степень континентальности или океаничности. Тайга по отношению к тундре – это не только более южный, но и более континентальный тип ландшафтов, а степь имеет наиболее высокую степень континентальности. В свою очередь, широколиственно-лесные и широколиственно-таежные ландшафты, существующие при сходном со степью режиме притока солнечной радиации, являются субокеаническим, т. е. наименее континентальным типом. В этом состоит не менее существенное различие между названными типами североазиатских ландшафтов, чем их принадлежность разным солярным зонам.

Вместе с тем внутри одного зонального типа ландшафтов степень континентальности может варьировать в широких пределах, и по этому признаку различают несколько вариантов. В классификации ландшафтов тайги выделяются три основных варианта: ослабленно континентальный западно-сибирский, усиленно континентальный восточно-сибирский и муссонно-субокеанический дальневосточный. Сходным образом делятся на варианты также степной и тундровый типы ландшафтов.

Западно-сибирский вариант таежных ландшафтов имеет сглаженный атлантическими адвекциями годовой ход температуры воздуха и атмосферного увлажнения. Здесь либо отсутствует многолетняя мерзлота, либо она встречается очень редко, залегает глубоко и не играет большой роли. При этом распространена длительная сезонная мерзлота. Западно-сибирскому варианту характерны подзолистый тип подзолообразования, темнохвойные леса из пихты сибирской (*Abies sibirica*), кедра сибирского (*Pinus sibirica*) и ели сибирской (*Picea obovata*).

Восточно-сибирский вариант таежных ландшафтов, который отличается наибольшей степенью континентальности, можно назвать также мерзлотным. Он имеет особые мерзлотно-таежные почвы. В наиболее типичных его разновидностях древостой образует в основном один вид – лиственница даурская (*Larix gmelinii*), а среди таких лесов распространены кустарниковые сообщества (ерники), сырые луга и болота. В менее континентальных ландшафтах господствуют леса из лиственницы сибирской (*L. sibirica*), в них нередко участвуют также кедр или ель, и существует ряд переходных градаций к темнохвойной западно-сибирской тайге. Подобным образом леса из лиственницы даурской промежуточными разновидностями связаны с дальневосточным вариантом темнохвойной тайги.

На природе дальневосточной тайги сказывается сочетание суровой и сухой зимы с теплым, очень влажным летом. Многолетняя мерзлота в ландшафтах имеет ограниченное значение или отсутствует. Почвы подзолистого типа, основные лесообразующие виды – ель аянская *(Picea ajanensis*) и пихта белокорая (*Abies anephrolepis*), но часто в примеси к ним растут деревья широколиственных лесов.

Сибирские и дальневосточные ландшафты нельзя представить без различных по гипсометрическому положению и геотектоническому режиму форм поверхности: от монотонных низинных равнин до густо расчлененных глубокими впадинами высокогорных поднятий. По этому признаку основные типы ландшафтов делятся на равнинный и горный классы.

Горные ландшафты отличаются от равнинных широким распространением грубообломочного минерального субстрата, скелетных почв и увеличенной крутизной склонов, сокращением количества тепла с высотой, высотной поясностью почв и биотических сообществ.

Горным ландшафтам характерна закономерная контрастная мозаичность аналогов широтно-зональных типов геосистем в пределах локальных территорий, прослеживающаяся на небольшом расстоянии.

По сравнению со своими равнинными аналогами горные ландшафты достигают более низких широт, поэтому имеют иную суточную и сезонную ритмику, и, кроме того, нередко существуют в окружении ландшафтов другого зонального типа. Здесь среди тайги значительную площадь занимает горная тундра, а горная тайга, в свою очередь, встречается среди степных и широколиственно-лесных ландшафтов.

По высокогорьям глубоко в континент проникают элементы субокеанических ландшафтов. Вместе с тем горы создают ситуации повышенной континентальности в глубоких днищах замкнутых межгорных впадин. По таким местоположениям фрагменты континентальных ландшафтов могут находиться вблизи океанических побережий.

По признакам ландшафтной структуры территория Сибири относится к 10 физико-географическим областям (см. рис. 12.1). Каждой из них свойственны особые разновидности геосистем и слагаемых ими ландшафтов в определенном площадном соотношении. Области отличаются друг от друга своеобразным региональным проявлением общих географических закономерностей: широтной зональности, континентально-океанических

взаимодействий, высотной поясности, упорядоченности геосистем по отношению к орографическим и геотектоническим структурам.

Физико-географические области представлены в четырех ландшафтно-географических мегаположениях, которые обосновываются геоструктурно, метеоэнергетически и биогеографически. Они могут рассматриваться как категории природного районирования планетарного порядка. Мегаположения определены морфоструктурой азиатского континента, его высотными характеристиками и механизмами циркуляции атмосферы. Они связаны с проявлениями широтной и вертикальной зональности, влиянием океанов на прилегающие пространства материка и проявлением ультраконтинентальных условий центральной части континента.

К таким мегаположениям относятся:

1) окраинное приокеаническое, где влияние океанических бассейнов проявляется в качестве специфического фактора формирования геосистем;

2) равнинное (равнины и плоскогорья) мегаположение на краевой сфере материка, где в качестве ведущего ландшафтообразующего фактора выступает широтная зональность, а также влияние адвекции воздушных масс;

3) горное мегаположение на краевой сфере материка с резко выраженной вертикальной поясностью и разновозрастными геологическими структурами;

4) центрально-материковое мегаположение – ультраконтинентальные регионы, частично представленные на территории России Центрально-Азиатской пустынно-степной областью.

Две области – Арктическая и Северо-Притихоокеанская – составляют океаническое обрамление Северной Азии. В этой неширокой полосе одним из самых главных ландшафтообразующих факторов выступает непосредственный контакт суши с морем. Ландшафты имеют океанические черты: сильную подверженность ветрам, резко пониженные летние температуры воздуха, ослабленные зимние морозы, увеличенное увлажнение.

К субокеаническим геосистемам относится, в частности, арктическая тундра, которая одновременно является и самой северной подзоной тундры. Она вместе с существующими на островах арктическими ледяными пустынями, представляющими покровное оледенение, и гольцово-арктическими пустынными низкогорьями определяет ландшафтную структуру *Арктической физико-географической области*, располагающейся на островах и побережье Северного Ледовитого океана. Кроме перечисленных океанических черт, арктическая тундра характеризуется ледовитостью полярного бассейна, стационарным барическим максимумом, диктующим ход атмосферной циркуляции в Северной Азии. Южная граница Арктической области, иногда определяемая по июльской изотерме +5 °С, совмещается с границей арктических тундр.

Для северных окраин Азии характерно развитие низменных приморских, как правило, аккумулятивных молодых равнин, располагающихся на структурах различного типа и возраста, представленных арктическими тундрами. Наземные равнины продолжаются подводными равнинами

шельфа. Переход к южным физико-географическим областям очень постепенный и осуществляется по низменным озерно-аккумулятивным равнинам.

Северо-Притихоокеанская физико-географическая область (на схеме рис. 12.1 – практически за пределами территории) занимает крайний северо-восток Азии, заходя далеко на юг субконтинента. В нее входят горные хребты и межгорные впадины Чукотки, Коряцкого нагорья, Камчатки, Курильские и Командорские острова. Геологически и геоморфологически эта территория принадлежит к горам и впадинам молодой складчатости Тихоокеанского подвижного пояса. Область характеризуется молодой (миоцен-четвертичной) морфоструктурой, формирующейся в условиях высокой интенсивности новейших современных движений земной коры, вулканизма и повышенной сейсмичности.

Климатически территория летом находится в сфере морского умеренного воздуха, а зимой попадает под действие морского арктического. Для области характерна интенсивная циклоническая деятельность под влиянием алеутской барической депрессии, зимой же наблюдается адвекция теплых воздушных масс, сопровождающихся сильными снегопадами. Северо-Притихоокеанская область имеет значительное протяжение с севера на юг, в связи с чем для нее свойствен особый ряд широтной зональности: от темнохвойных лесов подтаежного типа на юге Курил до субарктических тундр с кустарничками и травами, составляющими берингийский флористический комплекс. Здесь в прибрежно-равнинных ландшафтах, которые тянутся до 60° с.ш., находятся особые субокеанические варианты типичных и южных тундр, обогащенных травянистой растительностью.

Вертикальная поясность также представлена особым вариантом с низким по широте верхним пределом лесных сообществ. По всей области характерным выражением воздействий прохладного и сырого климатического воздуха являются заросли кедрового стланика (*Pinus pumila*) и ольховника (*Alnus camtschaticus*) на торфянисто-перегнойных почвах, переходящие выше по склонам в горные тундры.

В низко- и среднегорных условиях широко распространены гольцово-арктические пустынные и тундровые комплексы, сменяемые в более южных районах гольцово-тундрово-стланиковыми и местами тундрово-редколесными комплексами. На аккумулятивных равнинах преобладают тундры и по долинам рек тополево-чозениевые леса.

Значительное разнообразие наблюдается на п-ове Камчатка, где в условиях среднегорья проявляется оледенение горных массивов (снеговая линия на высоте 1500–1600 м), ниже гляциально-нивальные комплексы сменяются тундрово-альпийско-луговыми, контактирующими с зарослями кедровых стлаников, а еще ниже своеобразие ландшафтам придают камчатские горные травянистые леса из каменной березы (*Betula ermani*) на дерново-грубогумусных и лесных вулканических охристых почвах. Своеобразие подчеркивают заросли гигантского высокотравья по долинам рек на мощных перегнойных почвах. Геосистемы полуострова располагаются на широтах тайги.

Прямая противоположность обеих субокеанических областей на юге – это *Центрально-Азиатская (Северо-Монгольская) пустынно-степная область*, относящаяся к ядру субконтинента Северной Азии. Своим северным выступом она захватывает небольшой участок юго-восточной части Сибири, представленный Онон-Аргунской степью. Здесь со структурной основой мезозойской складчатости сформировались холмисто-увалистый и мелкосопочный рельеф, низкогорья и котловины с бессточными солеными озерами. В условиях резко континентального климата ландшафтной структуре территории характерен исключительно континентальный вариант равнинно-низкогорных степей – криоксерофитные сообщества с преобладанием нителистника (*Tanacetum sibiricum*) на малогумусных южных черноземах и каштановых почвах, среди которых по бессточным впадинам разбросаны природные комплексы солончаков. Им присущи своеобразный водно-тепловой режим, флора и фауна центрально-азиатского типа. По склонам сопок фиксируются экспозиционные лесостепи, а в низкогорьях появляются светлохвойные лесные комплексы.

Основная часть территории Сибири расположена между этими “предельными” по своим природным условиям физико-географическими областями. Она делится на равнинную и горную части.

Равнинная часть занимает в основном запад и север североазиатского субконтинента, располагаясь на разновозрастных платформах (докембрийской Сибирской и эпигерцинской Западно-Сибирской), и включает физико-географические области с обширными краевыми равнинами, которые объединяют равнинно-платформенная морфоструктура и климатические особенности. Они относятся к континентальным частям субарктического и северной половины умеренного климатических поясов, где основное климатообразующее значение имеют массы умеренного и арктического воздуха и их трансформации [Алисов, 1969]. Существенные различия, связанные с рельефом, историей развития и различной степенью континентальности климата, определяют выделение в пределах этого мегаположения физико-географических областей – Обь-Иртышской, Среднесибирской и Центрально-Якутской.

Горные физико-географические области юга и востока Сибири – Южно-Сибирская, Байкало-Джугджурская, Яно-Колымская и Амуро-Сахалинская.

Ландшафтная структура равнин, которым свойственно преобладание широтной зональности над другими видами упорядоченности ландшафтов, наиболее отчетливо выражена в самой западной *Обь-Иртышской физико-географической области*. Одновременно это также и наименее континентальная область среди типично североазиатских физико-географических областей. Она занимает Западно-Сибирскую равнину, представленную аккумулятивными, в основном низменными (озерно-аллювиальными, ледниково-флювиогляциальными, морскими) и аккумулятивно-денудационными равнинами. По геологическому строению – это эпигерцинская платформа, с общей тенденцией к прогибанию в течение всего мезо-кайнозоя. Западно-Сибирская впадина выполнена мощной толщей в несколько километров морских и континентальных рыхлых отложений, залегающих на

неровном герцинском основании. Ее низинная, плоская, аккумулятивная поверхность медленно погружается и сильно заболочена.

В ландшафтно-географическом отношении область очень своеобразна. Свойственный ей континентальный климатический режим видоизменяется под воздействием адвекций из Атлантики и летних вторжений арктического воздуха. Гидрологические особенности определяют значительную обводненность территории. Всюду типичны плохо дренированные заболоченные водоразделы.

Здесь расположен крупнейший в мире болотный массив. Наиболее развиты болота (преимущественно верховые и переходные) в таежной зоне. Плакорные (дренированные) местоположения встречаются редко, вне торфяников доминируют фации гидроморфных рядов.

На юге в степи, главным образом в подзоне лесостепных ландшафтов, недостаточным естественным дренажем обусловлено засоление минерального субстрата и водоемов. Здесь осолоделые и солонцеватые лугово-черноземные почвы, солоди и солонцы являются важнейшей составной частью почвенного покрова.

Равнинность рельефа, протяженность области с севера на юг и особенности циркуляции атмосферы благоприятствуют зональному размещению геосистем, однако зональные черты нередко затушевываются благодаря значительной обводненности и заболоченности территории.

На севере Обь-Иртышской области, приблизительно до Полярного круга (66,5° с.ш.), представлены тундровые геосистемы: арктические, типичные и южные тундры, сочетающиеся с мерзлотно-озерно-болотными комплексами по понижениям.

Тайга простирается до 56–57° с.ш. В лесотундре она начинается редколесьями (из лиственницы сибирской и елово-лиственничных) с мерзлотно-болотными комплексами. Северную подзону тайги образуют лиственнично-елово-кедровые и сосново-елово-лиственничные редколесья с озерно-болотными комплексами в северной части и мерзлотно-таежными – в северо-восточной. В средней подзоне (среднетаежная) широко распространены елово-пихтово-кедровые леса, а на возвышенных равнинах господствуют сосново-лиственничные и сосново-кедровые, нередко в сочетании с “рямами”, верховыми сфагновыми болотами с редкостойной сосной. В южной подзоне (южная тайга) преобладают елово-кедрово-пихтовые, елово-пихтовые и кедровые леса. Под пологом южно-таежного леса изредка встречаются липа (*Tilia sibiricum*) и другие представители широколиственных лесов, далеко оторванные от своего основного ареала. Во всех трех подзонах, особенно в их западных – приуральских – участках, много сосновых лесов. Часть из них, так же как почти все березовые и осиновые леса, представляют собой стадии естественного восстановления темнохвойной тайги.

В подтаежных ландшафтах, а также в лесостепных островках леса (колках) коренной растительностью являются осиново-березовые сообщества, не поддающиеся вытеснению другими формациями.

Широтно-зональный спектр ландшафтов Обь-Иртышской физико-географической области на юге завершают разнотравно-дерновиннозлаковые

степи, которые начинаются на широтах 54–56° с.ш. и переходят в сухие степи соседней – Северо-Казахстанской области. Недостаточный дренаж в степной зоне вызывает засоление грунтов, что существенно отличает прииртышские степи от восточно-европейских.

Среднесибирская физико-географическая область, расположенная по центру среди низинно-равнинных областей, находится на древней высокой Сибирской докембрийской платформе. В течение мезозойско-кайнозойского геоморфологического этапа здесь преобладали общие и дифференцированные поднятия и денудация, сопровождаемые трапповыми вулканическими излияниями. Широко развиты структурно-денудационные типы рельефа (плато и плоскогорья) с серией разновозрастных поверхностей выравнивания.

Область имеет возвышенно-равнинный рельеф, местами переходящий в горный, в связи с этим на поверхности в качестве почвообразующего сформирован маломощный рыхлый элювий с обломками коренных пород.

Климат зимой формируется под значительным влиянием азиатского антициклона, но в начале зимы активна циклоническая деятельность, обусловленная западным переносом. Летом воздух над Сибирской платформой прогревается и сближается на севере с летним арктическим воздухом, что порождает циклогенез, оказывающий влияние на ее северную часть.

На обширной территории области доминируют ландшафты высоких равнин, относящиеся к южной, средней и северной таежным подзонам. На Северо-Сибирской низменности хорошо выражены геосистемы мохово-лишайниковых и кустарниковых тундр.

В этой области суша наиболее далеко вклинивается в приполярную акваторию, поэтому до очень высоких широт (72° с.ш.) смещена граница между тайгой и тундрой. В лесотундре, в северной и частично средней подзоне тайга представлена типично восточно-сибирским (мерзлотным) вариантом с лиственницей даурской – это мерзлотно-таежные и таежные геосистемы с преобладанием в них лиственничных кустарничково-моховолишайниковых лесов с развитым подлеском из ольховника, ерника, багульника и слабо развитым травостоем. В центре и на востоке области этот вариант тайги занимает наибольшую площадь.

В остальной части средней тайги, на западе и в южной части, ландшафты близки западно-сибирскому варианту, но более холодные и сухие, со среднетаежными елово-пихтово-кедровыми лесами.

Южная подзона – это в основном геосистемы с елово-кедрово-пихтовыми с участием лиственницы (*Larix sibirica*) травяно-зеленомошными лесами. Юг Средней Сибири известен своими сосновыми и лиственнично-сосновыми лесами, которые большей частью являются временными (часто длительно-производными) сообществами на месте темнохвойных лесов.

Северная и средняя тайга представлены растительными формациями ангаридской фратрии, южная – урало-сибирской. Это единственный регион Сибири, где обе названные фратрии сближены в едином зональном ряду.

Сложное геологическое строение определяет существование в пределах области нескольких горных провинций, связанных со структурами Ени-

сейского кряжа, поднятия Путорана и Анабарского массива, которым свойственны особые черты и вертикальная поясность, нижним ярусом ее являются геосистемы прилегающих равнин.

Находящаяся восточнее *Центрально-Якутская физико-географическая область* – самая небольшая по площади в Северной Азии. Она расположена на древней Сибирской платформе, занимая крупную отрицательную морфоструктуру с преобладанием низких аккумулятивных и аккумулятивно-денудационных неоген-четвертичных равнин. Это равнинная территория, наиболее существенные черты которой являются следствием "котловинного" рельефа. По форме и строению поверхности, гипсометрическому уровню и неотектоническому режиму она выглядит отдаленным аналогом Западно-Сибирской равнины, но меньше по площади, расположена в северной окраине умеренного пояса и не выходит за пределы одной зоны – тайги.

Большое ландшафтообразующее значение имеют воздушные массы, формирующиеся над Центральной Якутией. С их свойствами тесно связаны такие феноменальные явления, как необычно большие (более 100 °С) изменения термического режима в течение года (выхолаживание зимой, кратковременные значительные повышения температуры воздуха летом и др.), своеобразный водообмен, мерзлотный режим почвогрунтов. "Ультраконтинентальность" территории проявляется в степени зимнего выхолаживания и летнего прогревания воздуха, в увеличении широтно-зональной нормы инсоляции и сокращении атмосферных осадков. Большую сложность и динамичность ландшафтам придает многолетняя мерзлота. Она действует как водоупорный горизонт. Вместе с летним оттаиванием сезонной мерзлоты возмещается в почве недостаток атмосферного увлажнения – причем в такой степени, что ландшафты имеют некоторую степень заболоченности.

К специфическим ландшафтным особенностям можно отнести: развитие криогенного морфолитогенеза, своеобразное "таежное перигляциальное" остепнение и др. Они вызваны историей развития ландшафтов этой территории, сохранивших в значительной мере реликтовый позднеледниковый характер [Герасимов, 1993].

Область целиком располагается в границах средней тайги, но в ее пределах наблюдаются также зональные различия подчиненного порядка. Так, среди негустых и невысоких лесов из лиственницы даурской с мерзлотно-таежными палевыми почвами здесь встречаются очаги мерзлотной лесостепи с лугово-черноземными, частично засоленными, почвами и солодями. В центральной части области степные и влажно-травные участки, чередуясь с березовым и сосновым лесом, нередко даже определяют общий облик местности.

Между высокой Центральной Азией и краевыми платформенными равнинами располагается пояс горных сооружений, выходящих на побережья окраинных морей бассейна Тихого океана и окаймляющих северные платформы. Эти горные системы имеют разный геологический возраст и строение (от древнескладчатых сооружений Байкало-Саянских гор до мезозойских складчатых систем Северо-Востока и Дальнего Востока). Мор-

фоструктурно все эти физико-географические области сходны своим возрожденным характером, интенсивными амплитудами неотектонических сводово-глыбовых поднятий и наличием разновозрастных и разнотипных межгорных впадин.

В то же время тектономорфоструктурные различия в сочетании с региональными особенностями климата, почв и растительности, наблюдающиеся в пределах этого мегаположения, позволяют выделить несколько областей. В зависимости от близости или удаленности от побережья Тихого океана ландшафты этих областей характеризуются большим или меньшим приокеаническим или внутриконтинентальным влиянием. Амуро-Сахалинская область является субприокеанической, Яно-Колымская и Байкало-Джугджурская – также, но в меньшей степени. Последние представляют собой переходные области между приокеаническими и континентальными регионами.

Южно-Сибирская физико-географическая область – пример континентального горного региона, который в высокогорной части также испытывает воздействие воздушных масс, приходящих извне. Она простирается от гор Алтая на западе до горных сооружений Юго-Восточного Забайкалья на востоке, включая горные системы Алтая (в том числе Монгольского), Тувинского нагорья, Западного и Восточного Саян, Кузнецкого Алатау, Салаира, Хэнтея и Хангая.

Эти мощные горные хребты и нагорья возникли за счет неоген-четвертичных сводово-глыбовых поднятий древних глубоко денудированных горно-складчатых сооружений байкальской, каледонской и частично герцинской складчатостей. Переработка древних структур молодыми движениями, протекавшая в разных районах неодинаково, обусловила сложность геологической структуры, сочетание унаследованных и возрожденных морфоструктур. Для гор юга Сибири, как и для других систем горного мегаположения, характерны кайнозойский вулканизм, местами создавший обширные базальтовые плато, и высокая сейсмичность. В рельефе четко прослеживаются разновысотные денудационные поверхности выравнивания, являющиеся либо реликтами древней мезозойско-палеогеновой исходной равнины, либо уровнями кайнозойского выравнивания.

Южно-Сибирская область располагается близ центра зимнего азиатского барического максимума. На хребтах в высокогорном поясе сказывается (особенно в западных и центральных провинциях) влияние атлантических воздушных масс. Летом область находится между нагретым сухим воздухом монгольской степи и сибирскими бореальными воздушными массами.

Среди других горных областей североазиатского субконтинента она выделяется наиболее полным спектром высотной поясности ландшафтов. Этому способствует как значительная абсолютная высота (наивысшие точки – вершина Белуха (4506 м) на Алтае, гора Мунку-Сардык (3491 м) на Восточном Саяне), а также южное географическое положение. На ландшафтной структуре существенно сказываются система континентально-океанических связей территории, чередование горных хребтов и массивов с обширными межгорными впадинами, а также широтная зональность.

Для всей области типичны пестрота и контрастность водно-теплового режима. Выделяются котловины и широкие долины, где застаивается зимой холодный, а летом сухой нагретый воздух. В некоторых районах под влиянием местных причин континентальность климата ослабевает и там распространены растительные группировки неморального типа (например, Кузнецкий Алатау, Хамар-Дабан и др.).

В пределах области господствуют формации урало-сибирской фратрии. По мнению некоторых исследователей, здесь находился очаг их первоначального развития (леса из сибирской лиственницы, кедра, пихты). Это один из центров становления сибирской тайги как по теории ее современного аутохтонного образования [Толмачев, 1954; Сочава, 1980], так и по гипотезе аркто-третичного происхождения [Попов, 1957] .

Здесь, так же как в ландшафтной структуре Средней Сибири, приблизительно одинаковую долю имеют западный и восточный варианты сибирской тайги.

Западный вариант, отличающийся господством темнохвойных лесов, тяготеет к более увлажненным склонам, западным и северным районам области. Самая гумидная, теплая и богатая по разнообразию разновидность этого варианта тайги – черневые леса, распространенные в основном в пологосклоновых низко- и среднегорьях на северо-западе области. Они состоят из пихты и осины, имеют богатый подлесок и обильный травостой, растут на сильнооподзоленных серых лесных почвах. Особо следует отметить участие в них липы, ясменника (*Asperula odorata*) и других элементов европейского широколиственного леса.

Восточный вариант с господством горных лесов из лиственницы сибирской характерен для более изолированных от океанических воздействий склонов и распространен преимущественно в южной и восточных частях территорий. Большие площади, особенно в восточных – забайкальских – районах заняты сосновыми лесами, которые частью засушливы, но, как правило, немерзлотны.

Верхняя граница тайги варьирует от высоты 1200–1600 м (на обильно увлажненных предгорьях) до 2300–2400 м (в наиболее засушливых внутригорных районах). Среди высокогорных геосистем главный тип – горно-тундровые. Однако в западном и одновременно самом высоком регионе области – на Алтае – имеются также геосистемы, характерные для гумидных высокогорий: субальпийские и альпийские луга.

Здесь в высокогорном поясе находится самый значительный центр современного оледенения в Северной Азии.

Южно-Сибирская горная область на значительном протяжении окружена степью, которая на склонах гор поднимается до 350–600 м в западных предгорьях, и до 1000 м и выше – на юге и востоке. Кроме того, степные, в том числе сухостепные, типы геосистем доминируют в межгорных впадинах.

В котловинах, где проявляется дефицит влаги, распространены степные формации центрально-азиатского типа (мелкодерновинные, дерновинные, ковыльковые, полукустарничково-ковыльковые и др.). Островное

распространение степных геосистем среди таежных массивов типично для этой горной области.

Северо-восточное территориальное продолжение Южно-Сибирской горной области – *Байкало-Джугджурская физико-географическая область*. Она охватывает горную территорию от Охотского моря до среднего течения р. Ангары. Сюда входят горные сооружения древних дорифейской и байкальской складчатостей Прибайкалья, Забайкалья, хребтов Становой и Джугджур, а также Алданский щит.

Ей характерно сложное морфоструктурное строение, сочетание черт древнего рельефа, унаследованного с мезозоя, и молодых дифференцированных сводовых глыбовых поднятий и опусканий, обусловивших сочетание горных хребтов, нагорий, плоскогорий и межгорных впадин. В наиболее высоко поднятой части Байкало-Станового нагорья формируются рифтовые впадины байкальского типа.

К Байкало-Джугджурской области отнесена и территория между верхним течением Лены и горами Прибайкалья на основании наличия здесь расчлененного “полугорного” рельефа, горного режима и характера рек, существования элементов высотной ландшафтной поясности, а также особенностей последних этапов морфоструктурного развития [Золотарев, 1968].

В области преобладает типично восточно-сибирский вариант горной тайги – леса из лиственницы даурской на многолетней мерзлоте. Выше 1300–1400 м на севере и 1600–2000 м на юге тайгу сменяют горные тундры, гольцы. В юго-западной половине по межгорным впадинам существуют степные ландшафты, а на горных склонах, лишенных многолетней мерзлоты, встречаются сосновые леса с горно-подзолистыми почвами.

Несмотря на высокую степень континентальности, в центре этой области на высоте более 2500 м (хр. Кодар, где находится самая высокая точка области – 3073 м) имеются небольшие ледники. Их существование связано с прорывами летнего тихоокеанского муссона, приносящего обильные осадки, которые здесь выпадают преимущественно в виде снега

По верхним ярусам гор до Северного Байкала встречаются связанные с тихоокеанскими адвекциями заросли кедрового стланика. В восточном конце области появляется дальневосточная темнохвойная тайга, а в западных и северо-западных районах распространены наиболее холодные разновидности горной темнохвойной тайги западно-сибирского варианта.

Большое ландшафтообразующее значение на прилегающие территории оказывает на востоке Охотское море, а на западе – оз. Байкал. Несмотря на относительно южное положение (на этих широтах на Русской равнине распространены степь и лесостепь), область характеризуется суровым климатическим режимом. В нижних слоях атмосферы всюду устойчив континентальный воздух. В пределах его влияния распространены лесные формации ангаридской фратрии.

На больших высотах наблюдается адвекция воздушных масс, в том числе с востока, имеющих “морские” свойства. В сфере этих вторжений в верхних поясах гор развиваются горные тундры, подгольцовые заросли

кедрового стланика и темнохвойные леса, довольно обильные на Джугджуре и спорадически распространенные в бассейнах Алдана и Витима. По высокогорьям, вплоть до Байкала, проникает северопритихоокеанская береза Эрмана.

Сложная система горных хребтов, плоскогорий и нагорий, расположенных у северо-восточной оконечности континента по обе стороны от Полярного круга, входит в *Яно-Колымскую горную физико-географическую область*. Сюда относятся также низменности – прибрежная Северного Ледовитого океана и примыкающие к ней межгорные.

Яно-Колымский орографический комплекс – огромная, сложная, но вместе с тем цельная горная страна, расположенная в субарктических широтах.

Это горно-складчатые сооружения мезозоид Северо-Востока Азии, которым характерны омоложенные структуры, дифференцированные неотектонические движениями. В систему гор входят срединные платформенные массивы (Колымский массив), отличающиеся более спокойным глыбовым рельефом.

Территория представляет зимний полюс холода Северного полушария, где, кроме недостатка летнего тепла (в силу радиационных причин и положения в системе циркуляции атмосферы), проявляется охлаждающее воздействие мощной толщи мерзлых пород, что существенно для ландшафтообразования.

Здесь на высоких географических широтах в ландшафтной структуре имеются как типичные северопритихоокеанские образования (заросли кедрового стланика), так и крайние проявления континентальности, в качестве которых выступают степные очаги межгорных впадин (например, в окрестностях “полюсов холода” – метеостанций Оймякон и Верхоянск с зафиксированным абсолютным минимумом –69,8 °С).

В долинах и в нижней части склонов развит особый криогенный вариант северной лиственничной тайги в условиях резко континентального климата. Большие пространства в нижней и местами средней части склонов покрыты лиственничным редколесьем. В связи с расчлененным рельефом наблюдается пестрота климатических условий, достаточно суровых даже для оптимальных.

Основную часть территории занимают северная мерзлотная тайга (редколесно-мерзлотно-таежный комплекс) из лиственницы даурской (в среднем до высоты 600–700 м) и горные тундры.

В верхних слоях атмосферы наблюдается вторжение холодного влажного воздуха, влияющего на гольцовые и подгольцовые геосистемы, занимающие огромные площади на вершинах гребней и склонов с преобладанием гольцово-тундрово-стланикового комплекса. Значительные площади (каменные поля, осыпи, скалы) практически лишены растительного покрова.

В северной части вдоль побережья тянется полоса равнинной восточно-сибирской тундры Яно-Колымской равнины и Алазейского плато.

Амуро-Сахалинская физико-географическая область достигает наиболее южных широт и является переходной территорией к восточно-азиатскому субконтиненту. Она располагается в пределах восточной части гер-

цинско-мезозойского складчатого комплекса и зоны кайнозойской складчатости (о. Сахалин, восточный склон хр. Сихотэ-Алинь). В эту область включается и хр. Большой Хинган (без северной части), представляющий собой возрожденное сводово-глыбовое горное сооружение на краю Китайской платформы, который по морфоструктурным особенностям связан как с Приамурьем, так и с Восточным Забайкальем.

Рельефу области характерно сочетание средне- и низковысотных сводово-глыбовых гор с аккумулятивно-денудационными равнинами в крупных межгорных впадинах. Горы (большей частью не выше 2000 м) господствуют в приморской и северной частях области, равнины занимают преимущественно районы, более удаленные от океана и расположенные южнее. Возраст рельефа закономерно омолаживается с запада на восток при приближении к побережью Тихого океана.

Зимой на Амуро-Сахалинскую область распространяется азиатский барический максимум, обусловливающий антициклональный тип погоды. Но временами выносятся теплые морские воздушные массы, вызывающие снегопады и повышение температуры. Летом бассейн Амура находится в сфере дальневосточной барической депрессии, характеризующейся интенсивной циклонической деятельностью.

Сходство с восточно-азиатским субконтинентом определяется, во-первых, летним муссоном, приносящим с акватории Тихого океана теплые, насыщенные влагой массы воздуха, частично формирующиеся у тропических широт, и, во-вторых, богатством и древностью биоты дальневосточных широколиственных лесов, которые сохранили черты субтропических ландшафтов, существовавших в третичное время.

Вместе с тем здесь так же, как во всех североазиатских областях, очень большую роль на севере играет тайга, представленная формациями таежного комплекса ангаридской и берингийской фратрий, и локально отмечаются степные участки. Для области характерен особый амурский тип широтной зональности геосистем [Сочава, 1980]: от среднетаежных темнохвойных и лиственничных лесов в низовьях Амура и верховьях Зеи до разнотравно-злаковых степей на юге бассейна Сунгари.

Горные территории также имеют свой, амурский, тип вертикальной поясности. Нижний ландшафтный пояс на юге образуют дубовые (*Quercus mongolica*, *Q. dentata*) леса, выше по склонам и далее на север их сменяют кедрово-широколиственные леса из кедра корейского (*Pinus koraiensis*), пихты цельнолистной (*Abies holophylla*), лип амурской (*Tilia amurensis*) и Таке (*T. taquetii*), клена Моно (*Acer mono*) и пробкового дерева (*Phellodendron amurensis*), но в настоящее время на месте этих полидоминантных лесов существуют преимущественно вторичные сообщества, образуемые главным образом дубом.

Следующую ступень в высотно-поясном ряду занимают смешанные широколиственно-таежные леса (пихтово-еловые с участием кедра корейского, лип и других представителей широколиственного леса).

Верхнюю ступень лесного пояса образуют горно-таежные пихтово-еловые леса. Они распространены к северу от 46° с.ш. и к востоку от 132–133° в.д., отдельными островками встречаются также южнее и западнее.

Это преобладающая по площади разновидность дальневосточных ландшафтов, но в них на обширных площадях, особенно на западе и севере, темнохвойный лес замещается вторичным лиственничным.

Выше тайги горы покрыты зарослями кедрового стланика, а также горными тундрами.

Первичные леса из лиственницы даурской, характерные для восточносибирского варианта горной тайги, господствуют в западной части Амуро-Сахалинской области.

На равнинах, которые сильно заболочены, широтно-зональный ряд ландшафтов начинается со средней и южной тайги, причем та и другая представлена как дальневосточным, так и восточно-сибирским вариантом. На юге перед широколиственными лесами восточно-сибирские южно-таежные ландшафты переходят в своеобразные подтаежные леса (из лиственницы даурской, дуба монгольского, березы черной) с большим участием трав широколиственного леса и бурыми лесными почвами.

Широколиственные равнинные леса встречаются до 52° с.ш., но здесь, особенно вдоль нижнего течения Амура, часто доминируют в ландшафтах травяные болота, в разной степени обводненные луга, кустарники и болотные лиственничные редколесья (“мари”). Наиболее дренированные участки заняты сельскохозяйственными угодьями и вторичными низкоствольными дубовыми зарослями. Значительную площадь занимают остепненные высокотравные луга с черноземовидными почвами – приамурские прерии.

На современном этапе развития физической географии основными точками ее приложения к практике могут быть выявление закономерностей пространственно-временной организации территорий и ландшафтное планирование. По мнению В.Б. Сочавы [1974], функционально-геомерная модель территории содержит информацию, имеющую практическое значение, так как сочетание и конфигурация различных угодий связаны с фациальным составом ландшафта, и существует свой оптимум функционально-геомерных отношений для различных практических целей (агрономических, рекреационных и пр.). Поэтому анализ и картографическое отображение территориальной организации геосистем по-прежнему остаются в числе главных задач современной физической географии. Они решаются методами ландшафтоведения, включая полевые прямые съемки, и отраслевых географических дисциплин с последующей геосистемной интеграцией данных, а основные сведения о территории получаются на основе дешифрирования космоснимков. Однако на современном этапе для обеспечения географических прогнозов и решения вопросов управления в системе “природа–общество” уже недостаточно знаний о современном состоянии структуры, динамики и эволюции геосистем, механизмах их природной и антропогенной трансформации. Для реализации инновационных проектов природопользования необходимо создать ландшафтно-оценочные карты нового типа (инновационного назначения) на базе синтеза подходов комплексной физической географии и ландшафтного планирования, когда сведения о геосистемах, полученные при комплексных физико-географических исследованиях, интерпретируются с позиций прикладной географии и рационального природопользования. Тенденции развития хозяйства

страны, включающие проекты, которые охватывают крупные регионы, в том числе Азиатскую Россию в целом, также требуют единого комплексного представления организации территории.

С этой целью в Институте географии им. В.Б. Сочавы СО РАН было инициировано построение обзорной ландшафтно-оценочной регионально-типологической карты Азиатской России, направленной на решение задач территориального планирования и эколого-географического обоснования создания крупных хозяйственных объектов. В основу классификации геосистем и разработки легенды ландшафтной основы положены системно-иерархический подход к выявлению соподчинения ландшафтных таксонов и эволюционно-динамическая трактовка картируемых единиц. Структура легенды карты учитывает позиционирование территории и типологического спектра геосистем в планетарной системе. Работы выполняются в масштабе 1:2 500 000 с привязкой к топографической основе М 1:1 000 000 и имеющимся дистанционным данным.

Обеспечение потребителей ландшафтной информацией требует разработки алгоритмов ее перевода в приемлемую для них форму на основе создания унифицированных критериальных баз оценки геосистем. Сама оценка проводится с использованием инструментов ландшафтного планирования в категориях чувствительности к ведущим процессам трансформации природной среды для разных типов земель и значимости с учетом их доминирующих экологических функций и существующего природоохранного законодательства.

В связи с неравномерностью процесса освоения различные районы Сибири освещены в неодинаковой степени ландшафтными исследованиями. К тому же модификации понятийно-классификационной базы в разных научно-исследовательских и учебных центрах усиливают неоднородность передачи дифференциации свойств географической среды ландшафтной информацией.

В настоящее время ландшафтный подход и принцип комплексности в исследовании физико-географических процессов разных регионов Сибири используют в ряде исследовательских организаций Сибирского отделения Российской академии наук, а также университетах.

Имеются картографические наработки – ландшафтные и ландшафтно-экологические карты, которые применяются в геоинформационных системах. Ими охвачены Западная Сибирь, Средняя Сибирь, Северо-Восток (РФ), Дальний Восток. Нужно отметить, что наилучшим образом представлены южные районы Азиатской России, где имеются разработки и конкретные картографические ландшафтные произведения в масштабе крупнее 1:1 500 000.

Практически эти исследования в типологическом плане представления ландшафтной структуры охватывают как горные, так и равнинные территории большинства физико-географических областей Сибири и Дальнего Востока [Ландшафты юга Восточной Сибири, 1977; Ландшафтная карта СССР, 1987, 1988; Карта природных комплексов..., 1991; Мерзлотно-ландшафтная карта Якутской АССР, 1991; Самойлова и др., 2003; Коновалова, 2004; Старожилов, 2009; Черных, Самойлова, 2011; и др.].

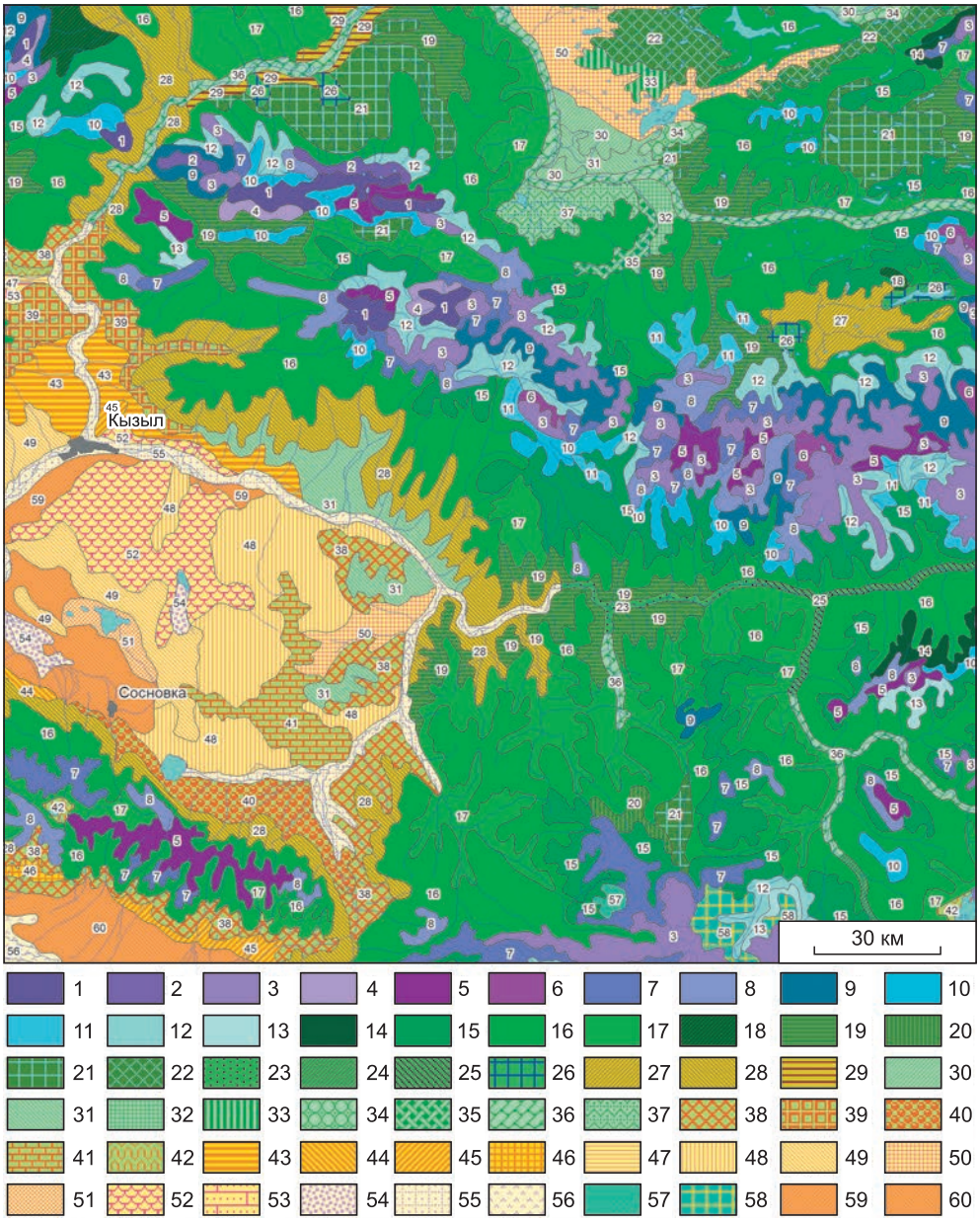


Рис. 12.2. Фрагмент ландшафтной карты Республики Тыва.

ГЕОСИСТЕМЫ

Североазиатская гольцовая и таежная группы геомов

Гольцовые и подгольцовые южно-сибирские: 1–4 – гольцовые альпинотипные; 5, 6 – гольцовые тундровые; 7, 8 – подгольцовые тундрово-лугово-кустарничковые. Горно-таежные южно-сибирские: 9–13 – среднегорные темнохвойные редуцированного развития; 14–17 – среднегорные темнохвойные ограниченного развития; 18 – среднегорные темнохвойные оптимального развития; 19–22 – лиственничные

оптимального развития; 23–26 – долинные. Таежные и подтаежные южно-сибирские: 27–29 – таежные низкогорные светлохвойные и смешанные; 30, 31 – подтаежные низкогорные смешанные; 32 – подтаежные низкогорно-котловинные смешанные; 33, 34 – подтаежные подгорные и межгорных понижений светлохвойные и смешанные; 35–37 – долинные.

Североазиатская лесостепная и степная группы геомов

Лесостепные южно-сибирские: 38, 39 – низкогорные; 40, 41 – подгорные и межгорно-котловинные; 42 – равнинные. Степные южно-сибирские: 43–46 – низкогорные; 47–52 – подгорно-котловинные; 53–56 – долинные.

Центрально-азиатская горно-тундровая, тундрово-степная и степная группы геомов

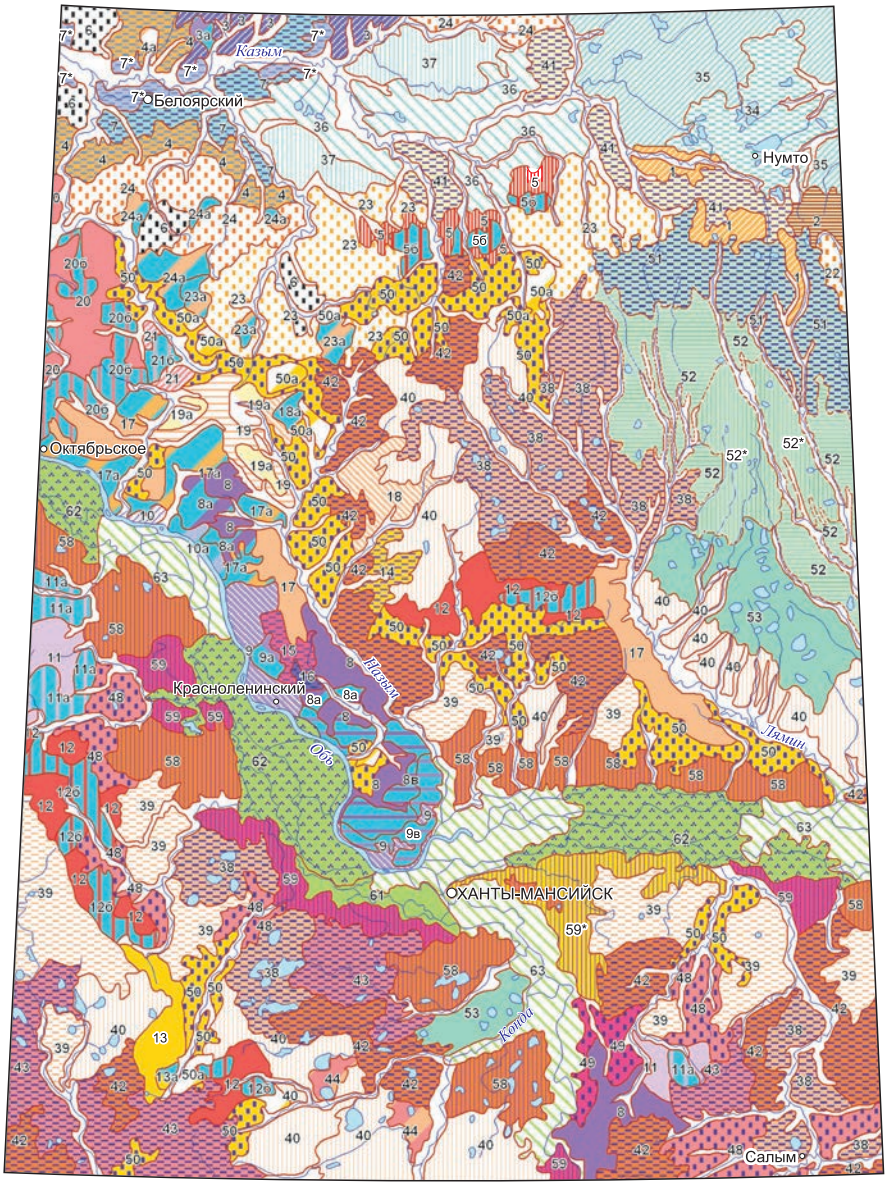
Подгольцовые центрально-азиатские: 57, 58 – тундрово-степные. Степные и сухостепные центрально-азиатские: 59, 60 – горно-котловинные.

Для территорий, не охваченных детальными картографическими работами, имеют большое значение региональные обобщения с описанием особенностей ландшафтной структуры. Существующие к настоящему времени картографические разномасштабные ландшафтные проработки верифицируются и дополняются в соответствии с получаемыми более детальными полевыми и новейшими дистанционными данными, а также последними интерпретациями ландшафтной структуры.

В последние годы в ИГ СО РАН в результате ландшафтных исследований для детализации ландшафтных структур и пространственного представления осваиваемых новых территорий на юге Сибири выявлено и закартировано большое разнообразие геосистем. Так, на ландшафтной карте Республики Тыва (рис. 12.2) показано распространение более 100 групп фаций, взятых в качестве низшей картируемой единицы геомеров и объединенных в классы фаций и геомы. В дифференциации геосистем этого региона четко выявляются различия в сложности горизонтальных структур и ландшафтных рисунках равнинной и горной территорий. Для равнин типичны большая однородность структуры и значительные площади ландшафтных контуров, в то время как структура геосистем горной территории отличается сложностью и контрастностью, обусловленными высотной зональностью и ярусностью [Лысанова и др., 2013].

Ключевыми участками охвачены территории высокогорий и среднегорья Восточного Саяна, представляющие район современного оледенения, Прибайкалья [Суворов, Титаев, 1999; Суворов и др., 2004; Суворов, Новицкая, 2007; Шеховцов и др., 2011; Суворов, Китов, 2013], современное состояние геосистем выявлено и закартировано на региональных профилях, сопровождающих крупные народнохозяйственные проекты освоения Сибири.

Результатом изучения современной пространственно-временной организации и особенностей трансформации тайги северо-запада Сибири стала ландшафтная карта Казым-Обского междуречья (северо-западная и центральная части Ханты-Мансийского автономного округа) [Кузьменко, 2011]. На фрагменте карты территории, относящейся к северо- и среднетаежной подзонам (рис. 12.3), отражен уровень регионально-планетарного



1 2 3 3а 4 4а 5 5б 6 7
7* 8 8а 8в 9 9а 9в 10 10а 11
11а 12 12б 13 13а 14 15 16 17 17а
18 18а 19 19а 20 20б 21 21б 22 23
23а 24 24а 34 35 36 37 38 39 40
41 42 43 44 48 49 50 50а 51 52
52* 53 58 59 59* 61 62 63 Масштаб 1:2 500 000

Рис. 12.3. Фрагмент ландшафтной карты северо-запада Западной Сибири.

ГЕОСИСТЕМЫ

Северосибирский равнинно-континентальный зонально-криосферного взаимодействия класс геомов

Субарктические мерзлотные тундрово-светлохвойно-редколесные. Северотаежные возвышенно-равнинные светлохвойно-редколесные: 1, 2 – светлохвойные северотаежные дренированных водоразделов.

Северозауральские тундрово-кустарничково-редколесные. Северотаежные террасово-равнинные светлохвойно-темнохвойные: 3–5 – террасово-равнинные северотаежные (и переходные в северотаежные) светлохвойные с фрагментами темнохвойных лесов; 6, 7 – светлохвойные с фрагментами темнохвойных лесов в сочетании с плоскобугристыми болотами озерно-аллювиальных равнин и террас.

Печоро-зауральские темнохвойно-лесные возвышенно-равнинные и склоновые. Среднетаежные темнохвойные дренированных материковых равнин: 8–10 – среднетаежные темнохвойные возвышенностей.

Зауральские подгорные и террасированно-равнинные. Среднетаежные темнохвойные водораздельные: 11–13 – среднетаежные темнохвойные слабодренированных водоразделов; 14–16 – среднетаежные лесоболотные олиготрофного режима; 17–19 – боровые литоморфных песчаных террасированных равнин.

Печорско-зауральские темнохвойные предгорно-равнинные. Среднетаежные темнохвойные высоких предгорных денудированных равнин: 20, 21 – темнохвойные высоких предгорных равнин.

Североазиатский мерзлотный внутриконтинентальный класс геомов

Светлохвойные гидролитоморфные равнинные (зандровые и аллювиальные). Северотаежные светлохвойные песчаные заозеренные равнины: 22 – заозеренные равнины со светлохвойными лишайниковыми редколесьями и редкостойными лесами.

Светлохвойные песчаные дренированные равнинные. Северотаежные и переходные в северотаежные: 23, 24 – светлохвойные с кедром северотаежные и переходные в северотаежные возвышенных и увалистых равнин.

Аркто-бореальный тундровый редколесно-болотный класс геомов

Субарктические мерзлотные плоскобугристые болотные и редколесно-болотные. Флювиально-болотно-мерзлотные: 34–36 – водораздельные плоскобугристые болота автоморфного развития (криогидроморфные).

Бореальный олиготрофно-болотный покровно-водораздельный класс геомов

Автоморфные междуречные обь-иртышские болотные и лесоболотные. Выпуклые олиготрофные болота автономного развития: 38–40 – болотно-лесные долинно-террасовые. Слабодренированные (фиксированные) водоразделы с лесоболотными комплексами и тайга среди болот. Северотаежные водораздельные лесоболотные комплексы и фрагменты тайги среди болот: 41 – террасово-равнинные аллювиальные со светлохвойнотаежными редкостойными лесами в сочетании с крупнобугристыми болотами. Среднетаежные фиксированные водоразделы с лесоболотными комплексами и фрагментами тайги среди болот: 42–44 – среднетаежные лесоболотные фиксированных водоразделов и участков тайги среди болот.

Суббореальный (обь-иртышский) болотно-лесной и таежный (приречного дренирования) класс геомов

Террасовые и придолинные лугово-лесные, лесолугово-болотные, лесоболотные. Обь-иртышские таежные приречных равнин и террас: 48, 49 – гидроморфные таежные приречного дренирования; 50 – светлохвойные озерно-аллювиальных равнин.

Озерно-флювиальный внутриазиатский класс геомов

Аллювиально-равнинные болотно-озерные группы геомов (зоны избыточного увлажнения). Северотаежные озерно-криосферные лесоболотные: 51, 52 – озерно-ал-

лювиальные равнины с плосковыпуклыми олиготрофными болотами (сургутско-полесский тип). Озерно-болотные котловины среди олиготрофных болот среднетаежной подзоны: 53 – озерных комплексов грядово-мочажинных болот.

Флювиальный обь-иртышский класс геомов

Долинные лугово-кустарниково-лесоболотные. Обь-иртышские долинные: 58, 59 – надпойменные террасы и пойменные террасы лугово-смешанно-лесные флювиально-денудационной переработки и периодического подтопления; 61–63 – поймы и поймо-террасы Оби и Иртыша (луговые, лесные, болотные).

обобщения природных геосистем, спектр факторально-динамических рядов, включая основные звенья сукцессионных восстановительно-возрастных циклов как модели инварианта геосистем, характерной для топологического уровня проработки.

В Институте географии им. В.Б. Сочавы СО РАН разработана методика представления организации геосистем со сложной зонально-высотно-поясной структурой, включающая разномасштабную ландшафтную съемку ключевых участков, анализ данных многолетних режимных наблюдений за поведением геосистем, определение динамических и эволюционных тенденций в развитии геосистем и экстраполяцию результатов стационарных исследований на модельные полигоны. Создана критериальная база структурно-функционального анализа геосистем, изучены взаимодействие и состояния физико-географических структур разных иерархических уровней. Основными точками приложения комплексной физической географии к практике должны быть выявление закономерностей пространственно-временной организации территорий Сибири, ландшафтно-экологическая экспертиза и ландшафтное планирование. Этому могут также способствовать накопление и интеграция различных ландшафтных карт и планов, разработка эмпирических классификаций геосистем и совершенствование теоретических основ изучения дифференциации, динамики, эволюции и антропогенной трансформации ландшафтов всей Сибири.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем томе рассмотрены история изучения, разнообразие, основные свойства, современное состояние, особенности и региональные различия отдельных компонентов природной среды, опасных природных процессов и ландшафтов.

К Сибири в ее традиционном географическом понимании относят Западно-Сибирскую равнину, Среднесибирское плоскогорье и горные области Южной Сибири (Алтай, Западный и Восточный Саяны, Прибайкалье и Забайкалье) – территории, рубежи которых выходят за границы Сибирского федерального округа (СФО). Поэтому наряду со сведениями о компонентах природы и ландшафтах территории субъектов РФ, входящих в СФО (Республики Алтай, Бурятия, Тыва, Хакасия; Алтайский, Красноярский, Забайкальский края; Омская, Новосибирская, Томская, Кемеровская, Иркутская области), в книге представлены описания природы сибирских регионов, формально к нему не относящихся, – Тюменской области и Республики Саха (Якутия).

Природа Сибири очень многообразна, но, тем не менее, существуют некие свойства природных образований, общие для довольно обширных территорий. Несмотря на единство и взаимосвязь природных компонентов, их конкретные территориальные общности в силу доминирования того или иного фактора генезиса и развития данного компонента имеют разное содержание и формы, и, естественно, их описание дается с позиций соответствующих научных представлений, в пространственных и временных рамках, используемых в геологии, геоморфологии, климатологии, гидрологии и т. д.

Так, в соответствии с воззрениями геологов анализ геологического строения территории Сибири выполнен для докембрийской Сибирской платформы, эпигерцинской Западно-Сибирской платформы и обрамляющих их горно-складчатых областей Урало-Монгольского пояса: на севере – Таймырско-Новоземельской, на юге – Алтайской, Саянской, Байкальской, Селенгино-Яблоневой (Забайкальской) и Монголо-Охотской.

История развития и характеристика рельефа, ведущие экзогенные процессы, а также дифференциация на провинции и области рассмотрены отдельно для шести геоморфологических стран (Западно-Сибирская равнина, Страна равнин, плоскогорий и низменностей Восточной Сибири, Страна гор Южной Сибири, Страна гор и низменностей Дальнего Востока России, Страна гор и равнин Северо-Востока России, Лаптевско-Чукотская шельфовая страна).

Климатические характеристики представлены через структуру и изменения метеорологических показателей за 1975–2012 гг. Показано, что в целом на азиатской территории России процесс потепления доминирует преимущественно в теплый период года, в то время как для зимних месяцев характерен процесс похолодания. При этом в настоящее время наблюдается уменьшение скорости роста температуры, сопровождаемое ростом тренда атмосферного давления. Региональный отклик на глобальное изменение климата обладает существенной пространственно-временной неоднородностью, и необходимы усилия, направленные на выяснение причин, вызывающих такую неоднородность.

Основная часть водного фонда и водного потенциала России, как водоснабженческого, так и гидроэнергетического, относится к Сибири. Ресурсы стока составляют более половины ресурсов России, большинство сибирских рек берут начало в горах, имеют в верховьях быстрое течение и благодаря большим запасам гидроэнергии пригодны для создания ГЭС. Возрастающая роль воды на планете придает огромное значение сибирским водным ресурсам и определяет перспективы социально-экономического развития всей страны.

Ледники в Сибири повсеместно находятся высоко в горах, чаще всего расположены ниже теоретической снеговой линии, характеризуются небольшими величинами и высоким положением границы питания, являются холодными и остро реагирующими на малейшие изменения летней температуры воздуха. Соотношение летней высокой температуры воздуха и осадков на территории Сибири, выпадающих в основном в летнее время, в целом не благоприятствует существованию современного оледенения, и многолетняя мерзлота, характерная почти для всей территории макрорегиона, с текущим потеплением климата начинает постепенно оттаивать. Темпы потепления в Сибирском регионе в последние годы снизились. По сообщению Г.Я. Барышникова, в 2014 г. ледник Маашей в Северо-Чуйском хребте на Алтае начал увеличиваться в длину. Ледники других горных территорий макрорегиона пока отступают. Их высокая чувствительность к климатическим изменениям позволит оценивать тренды колебания отдельных ледников и в целом горного оледенения Сибири.

В главе о почвенном покрове показана характерная не только для почв, но и природы Сибири в целом этапность изучения, исторически обусловленная как социально-экономическими факторами (потребностями общества), так и уровнем развития науки. Так, первые сведения о почвах Сибири не были систематическими, а сводились к отдельным замечаниям в общегеографических описаниях. Широкое изучение почв и растительности Сибирского региона началось после работ В.В. Докучаева. Практи-

чески вся территория Сибири была охвачена в начале XX в. работами экспедиций Переселенческого управления, а также экспедиций КЕПСа (СОПСа), Академии наук и Географического общества, носившими в основном рекогносцировочный характер. Почвенные исследования 1930-х годов были ориентированы на изучение особенностей географии, генезиса и эволюции почв. После окончания Великой Отечественной войны исследование почв Сибири с началом освоения целинных и залежных земель (1954 г.) еще более расширилось и углубилось. Большую роль в детальном изучении почв и почвенного покрова, в обосновании рационального преобразования и дальнейшего освоения земель регионов Сибири сыграли исследования 1970–1980-х годов, проведенные в связи с перспективой широкого осуществления ряда масштабных региональных и трансрегиональных проектов (переброска стока северных рек в Среднюю Азию, разработка нефтегазовых месторождений Западной Сибири, строительство БАМа, создание КАТЭКа и др.). Почвенный покров и своеобразие почв Сибири в книге описаны в соответствии с современной схемой почвенно-географического районирования – от зоны арктических почв Евразиатской полярной области полярного пояса до зон серых лесных почв, оподзоленных, выщелоченных и типичных черноземов лесостепи Центральной лесостепной и степной области суббореального пояса.

Благодаря своим огромным размерам, значительной протяженности и с юга на север, и с запада на восток, сильной расчлененности рельефа, Сибирь характеризуется большим разнообразием растительного покрова, основой которого является тайга. Несмотря на многообразие природно-климатических условий развития растительности, в целом близкие пути историко-генетического развития природной среды как частей субконтинента Северной Азии, а также сходная суровость современных климатических условий существования растительности, обусловленная центрально-континентальным положением Сибири на Евроазиатском континенте и, соответственно, общностью циркуляционных процессов в атмосферных воздушных массах, связывают все крупные мегаположения растительности в единое целое. Эта целостность растительности Сибири проявляется также в общности зонально-секторальных проявлений в ее пространственно-географической структуре, обусловленной зональными и высотно-поясными климатическими факторами в зависимости от особенностей рельефа региона.

В Сибири находится значительная часть фаунистического фонда Евразии. На территории Сибирского региона можно наблюдать зональную смену животного населения: от арктических пустынь и тундр до настоящих степей и высокогорных областей юга Сибири с хорошо выраженной высотной поясностью в распределении животных. Своеобразие ландшафтно-экологических условий создает предпосылки формирования уникальных природных объектов с большим количеством редких видов и высоким ценотическим и видовым разнообразием, а наличие рефугиальных зон обеспечивает сохранение пустынно-степных и неморальных реликтов прошлых геологических эпох. Разнообразие сообществ и суммарное обилие животных увеличиваются от тундровой зоны к лесостепной, затем эти показатели уменьшаются в степной зоне и достигают максимальных величин в горной тайге Южной Сибири.

В монографии рассмотрены также вопросы геоэкологической оценки опасных для человека и хозяйственной инфраструктуры геоморфологических процессов и наводнений, а также возникающих рисков природопользования. Все опасные геоморфологические процессы на карте эколого-геоморфологического районирования Сибири выделены по отношению к конкретным видам хозяйственной деятельности, которые преобладают в эколого-геоморфологических районах в настоящий момент или планируются в самой ближайшей перспективе. Если в будущем изменятся набор, содержание и структура хозяйственной деятельности, соответственно изменятся спектр и структура опасных геоморфологических процессов, а также степень и масштабы их негативного воздействия, и, возможно, активизируются или появятся новые. Геоморфологические процессы существуют в природе и становятся реально опасными только в процессе хозяйственной или иной деятельности человека, при эксплуатации им природно-ресурсного потенциала территорий и хозяйственной инфраструктуры. В Сибири отмечается также значительное разнообразие наводнений по генезису, силе воздействия, площади распространения, ущербу. Наиболее опасными следует считать паводочные, смешанные наводнения и наводнения в результате заторов. Кроме того, здесь существует опасность катастрофических прорывных наводнений при повреждении гидроузлов. В паводкоопасных районах необходимы комплексные мероприятия, включающие прогнозирование, планирование и осуществление работ до наступления наводнения, в период его прохождения и после окончания. Действенные меры предотвращения наводнений могут в десятки раз уменьшить затраты на ликвидацию их последствий.

В завершающей книгу главе рассмотрена пространственная структура совокупностей природных компонентов географической среды – геосистем, образующих закономерные сочетания разных иерархических уровней. Здесь дан ландшафтный анализ территории Сибири, представлены материалы и программы ландшафтного картографирования Азиатской России, которая представлена как особое физико-географическое единство планетарного порядка в пределах северного внетропического пояса. Показано, что основными точками приложения комплексной физической географии к практике должны быть выявление закономерностей пространственно-временной организации территорий Сибири, ландшафтно-экологическая экспертиза и ландшафтное планирование. Этому могут также способствовать накопление и интеграция различных ландшафтных карт и планов, разработка эмпирических классификаций геосистем и совершенствование теоретических основ изучения дифференциации, динамики, эволюции и антропогенной трансформации ландшафтов всей Сибири.

Итак, монография отражает состояние географической изученности природы Сибири на начало XXI в., и ее материалы могут быть основой для прогнозирования изменений компонентов ландшафта и планирования хозяйственной деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

Абалаков А.Д., Кузьмин С.Б., Базарова Н.Б., Новикова Л.С. Природно-хозяйственное районирование Сибири // Изв. ИГУ. Сер. Науки о Земле. – 2013. – Т. 6, № 2. – С. 17–34.

Авакян А.Б., Полюшкин А.А. Наводнения: проблемы определения ущербов и защиты // Вод. ресурсы. – 1991. – № 4. – С. 114–125.

Агрохимическая характеристика почв СССР (Восточная Сибирь). – М.: Наука, 1969. – 335 с.

Александрова В.Д. Геоботаническое районирование Арктики и Антарктики. – М.: Наука, 1977. – 190 с.

Александрова Е.А., Преображенский В.С. О содержании термина “геосистема” // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1978. – № 5. – С. 112–120.

Алешин Г.В. Современные ледники и их рельефообразующее значение на Байкальском хребте // География и природ. ресурсы. – 1982. – № 4. – С. 133–136.

Алисов Б.П. Климат СССР. – М.: Высш. шк., 1969. – 104 с.

Алтае-Саянская горная область. – М.: Наука, 1969. – 416 с.

Арманд А.Д. Самоорганизация и саморегулирование географических систем. – М.: Наука, 1988. – 260 с.

Архипов С.А., Вдовин В.В., Мизеров Б.В., Николаев В.А. Западно-Сибирская равнина. – М.: Наука, 1970. – 280 с.

Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 11. – С. 1207–1220.

Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Под ред. В.М. Котлякова. – М.: Ин-т географии РАН, 1997. – Т. I. – 392 с.; Т. II, кн. 1. – 264 с.; Т. II, кн. 2. – 270 с.

Байкал: Атлас. – М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1993. – 160 с.

Баженова О.И., Любцова Е.М., Рыжов Ю.В., Макаров С.А. Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1997. – 208 с.

Базилевич Н.И. Лесостепные солоди. – М.: Наука, 1967. – 96 с.

Байкальский рифт / Под ред. Н.А. Флоренсова. – М.: Наука, 1968. – 181 с.

Баранов А.А. Птицы Алтай-Саянского экорегиона: пространственно-временная динамика биоразнообразия. – Красноярск: Изд-во КГПУ, 2012. – Т. 1. – 464 с.

Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Северо-Восток СССР. – М.: Наука, 1964. – 291 с.

Бахарева А.Ф. Почвы Курганской области. – Курган: Советское Зауралье, 1959. – 153 с.

Безруков Л.А., Корытный Л.М. Роль территории Сибири в экономическом развитии России // География и природ. ресурсы. – 2009. – № 3. – С. 22–30.

Белов А.В. Карта растительности юга Восточной Сибири: принципы и методы составления // Геоботаническое картографирование, 1973. – Л.: Наука, 1973. – С. 16–30.

Белов А.В., Лавренко Н.Н. Проблемы геоботанического картографирования зоны Байкало-Амурской магистрали // Геоботаническое картографирование, 1977. – Л.: Наука, 1977. – С. 3–20.

Берг Л.С. Основы климатологии. – Л.: Учпедгиз, 1938. – 456 с.

Берг Л.С. Всесоюзное географическое общество за сто лет. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. – 264 с.

Берлянт А.М. Картографический метод исследований. – М.: Изд-во МГУ, 1988. – 252 с.

Берталанфи Л. Общая теория систем: Критический обзор // Исследования по общей теории систем. – М.: Прогресс, 1969. – С. 23–82.

Блинова Т.К., Блинов В.Н. Птицы Южного Зауралья. – Новосибирск: Наука, 1999. – Т. 1. – 296 с.; Т. 2. – 289 с.

Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды: Дис. ... д-ра геогр. наук. – СПб., 2005. – 277 с.

Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. – 248 с.

Боркин Л.Я. Европейско-дальневосточные разрывы ареалов у амфибий: новый анализ проблемы // Экология и фаунистика амфибий и рептилий СССР и сопредельных стран. – Л., 1984. – С. 55–88. (Тр. ЗИН АН СССР; Т. 124).

Бугаков П.С. Почвы Красноярской и Ачинско-Боготольской лесостепей и их агрохимическая характеристика // Агрохимическая характеристика почв СССР. Средняя Сибирь. – М.: Наука, 1971. – С. 26–46.

Бугаков П.С., Горбачева С.М., Чупрова В.В. Почвы Красноярского края. – Красноярск: Изд-во КрасГАУ, 1981. – 120 с.

Бузин В.А. О наводнениях на реках, вызванных заторами льда // Вод. ресурсы. – 2000. – № 5. – С. 524–530.

Букс И.И., Байбородин В.Н., Тимирбаева Л.С. Корреляционная эколого-фитоценотическая карта Азиатской России. М-б 1:7 500 000 / Ред. В.Б. Сочава, В.Н. Байбородин. – Иркутск: ИГС и ДВ СО АН СССР, 1977.

Букс И.И., Тимирбаева Л.С. Некоторые проблемы географии растительности (в связи с составлением обзорной геоботанической карты) // Геоботаническое картографирование, 1972. – Л.: Наука, 1972. – С. 27–38.

Бышев В.И., Коннова Н.К., Нейман В.Г., Романов Ю.А. Особенности динамики климата Северного полушария в XX столетии // Докл. Академии наук. – 2002. – Т. 384, № 5. – С. 674–681.

Вакуленко Н.В., Монин А.С., Шишков А.Ю. Об изменениях общей циркуляции атмосферы в XX веке // Докл. Академии наук. – 2000. – Т. 371, № 6. – С. 802–805.

Вартапетов Л.Г. Птицы северной тайги Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: Наука, 1998. – 327 с.

Васильевская В.Д. Почвообразование в тундрах Средней Сибири. – М.: Наука, 1980. – 235 с.

Васильевская В.Д., Иванов В.В., Богатырев Л.Г. Почвы севера Западной Сибири. – М.: Изд-во МГУ, 1986. – 227 с.

Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. – М.: Изд-во МГУ, 2006. – 404 с.

Васьковский А.П. Очерк стратиграфии антропогеновых отложений Крайнего Северо-Востока Азии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан, 1963. – Вып. 16. – С. 24–53.

Величко А.А. К вопросу о последовательности и принципиальной структуре климатических ритмов плейстоцена // Вопросы палеогеографии плейсто-

цена ледниковых и перигляциальных областей. – М.: Наука, 1981. – С. 220–246.

Величко А.А., Борисова О.К., Светлицкая Т.В. Климат безледной Земли (количественные реконструкции для оптимума эоцена) // Изв. РАН. Сер. геогр. – 1995. – № 1. – С. 31–42.

Виноградов В.В. Пространственно-временная организация сообществ мелких млекопитающих Приенисейской части Алтае-Саянской горной страны. – Красноярск: Изд-во КГПУ, 2012. – 284 с.

Виноградова Г.М., Завалишин Н.Н., Кузин В.И. Изменчивость сезонных характеристик климата Сибири в течение XX века // Оптика атмосферы и океана. – 2000. – Т. 13, № 6–7. – С. 604–617.

Владимиров А.М. Сток рек в маловодный период года. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 295 с.

Водные ресурсы России и их использование / Под ред. И.А. Шикломанова. – СПб.: Гос. гидрол. ин-т, 2008. – 508 с.

Воейков А.И. Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших // Зап. Минерал. о-ва. – СПб., 1881. – Сер. 2, ч. 16. – С. 21–90.

Волкова В.Г. Растительный покров / Ред. А.В. Белов. М-б 1:2 500 000-Цв.; КАТЭК. Сер. карт. – М.: Комитет геодезии и картографии СССР, 1991. – С. 16.

Волковинцер В.И. Степные криоаридные почвы. – Новосибирск: Наука, 1978. – 208 с.

Вольперт Я.Л., Шадрина Е.Г. Мелкие млекопитающие северо-востока Сибири. – Новосибирск: Наука, 2002. – 246 с.

Воскресенский К.С. Современные рельефообразующие процессы на равнинах севера России. – М.: Изд-во геогр. фак. МГУ, 2001. – 262 с.

Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири. – М.: Изд-во МГУ, 1962. – 352 с.

Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. – М.: Высш. шк., 1968. – 368 с.

Вторушин В.А. Автоморфные почвы горной тайги Южного Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1982. – 175 с.

Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. – М.: Наука, 1975. – 214 с.

Выркин В.Б. Современное экзогенное рельефообразование котловин байкальского типа. – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 1998. – 175 с.

Высокогорная флора Станового нагорья. – Новосибирск: Наука, 1972. – 270 с.

Гаврилова М.К. Климаты холодных регионов Земли. – Якутск: Изд-во СО РАН, 1998. – 206 с.

Гаджиев И.М. Эволюция почв южной тайги Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – 278 с.

Гаджиев И.М., Овчинников С.М. Почвы средней тайги Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1977. – 151 с.

Гасанов Ш.Ш. Криолитологический анализ. – М.: Наука, 1981. – 196 с.

Гасанов Ш.Ш. Синтез криолитологического знания. – М.: Наука, 1984. – 89 с.

Геоботаническая карта СССР / Под ред. В.Б. Сочавы, Е.М. Лавренко. М-б 1:4 000 000. – М.: ГУГК СССР, 1956.

Географические исследования Сибири: в 5 т. – Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2007. – Т. 1. Структура и динамика геосистем. – 413 с.; – Т. 2. Ландшафтообразующие процессы. – 317 с.; – Т 3. Ландшафтная гидрология. – 262 с.; – Т. 4. Полисистемное тематическое картографирование. – 418 с.; – Т. 5. Общественная география. – 274 с.

География озер Таймыра / Под ред. В.Н. Адаменко. – Л.: Наука. 1985. – 222 с.

Геологический словарь. Т. 1 / Отв. ред. К.Н. Парфенгольц. – М.: Недра, 1978. – 486 с.

Геологическое строение СССР: в 4 т. – М.: Недра, 1968. – Т. I. Стратиграфия. – 709 с.; – Т. II. Тектоника. – 533 с.; – Т. III. Основные пробелы геологии. – 446 с. – Т. IV. Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР. – 504 с.

Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты (по геологическим и геофизическим данным) / Под ред. Э.Э. Фотиади, В.С. Суркова. – Л.: Недра, 1971. – 208 с. (Тр. СНИИГиМС; Вып. 76).

Геология Сибирской платформы / Под ред. И.И. Краснова, М.Л. Лурье, В.Л. Масайтиса. – М.: Недра, 1966. – 447 с.

Геоморфологическое районирование СССР / Под ред. А.А. Григорьева. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. – 171 с.

Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. – М.: Высш. шк., 1980. – 343 с.

Геоморфология Восточной Якутии. – Якутск: Якут. кн. изд-во, 1967. – 376 с.

Герасимов И.П. Программа Государственной почвенной карты СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 19 с.

Герасимов И.П. Самобытность генетических типов почв Сибири // Сиб. геогр. сб. – 1963. – Вып. 3. – С. 7–28.

Герасимов И.П. Структура и динамика природы Земли: Избр. тр. по геоморфологии и региональной географии. – М.: Наука, 1993. – 336 с.

Глинка К.Д. Почвы России и прилегающих стран. – М.; Пг.: Госиздат, 1923. – 348 с.

Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. – М.: Наука, 1990. – 215 с.

Говоруха Л.С. Основные черты морфологии и режима современного оледенения Таймыра // Докл. АН СССР. – 1970. – Т. 194, № 6. – С. 1389–1392.

Горбачев В.Н. Почвы Нижнего Приангарья и Енисейского кряжа. – М.: Наука, 1967. – 140 с.

Горбачев В.Н. Почвы Восточного Саяна. – М.: Наука, 1976. – 199 с.

Горбачев В.Н., Попова Э.П. Почвенный покров южной тайги Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1992. – 223 с.

Горбунов А.П. К изучению повторно-жильных льдов Монголии // Верхний горизонт толщ мерзлых пород. – М.: Наука, 1991. – С. 70–76.

Горбунов А.П. Альпийский и циркумполярный криогенез: сходства и различия // Материалы Второй конф. геокриологов России. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – Т. 3. – С. 65–72.

Горбунов А.П., Северский Э.В. Западный Алтай: особенности высотной геокриологической поясности // Криосфера Земли. – 2007. – Т. XI, № 4. – С. 15–19.

Горный массив Монгун-Тайга / К.В. Чистяков, Д.А. Ганюшкин, И.Г. Москаленко и др. / Под ред. К.В. Чистякова. – СПб.: Арт-Экспресс, 2012. – 310 с.

Городков Б.Н. Движение растительности на севере лесной зоны Западно-Сибирской низменности // Проблемы физической географии. – М.; Л., 1946. – Вып. 12. – С. 35–86.

Горожанкина С.М., Константинов В.Д. География тайги Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1978. – 190 с.

Горчаковский П.Л. Сосновые леса Приобья как зональное ботанико-географическое явление // Ботан. журн. – 1949. – Т. 34, № 5. – С. 524–538.

Горшенин К.П. География почв Сибири. – Омск: Омгиз, 1939. – 127 с.

Горшенин К.П. Почвы южной части Сибири (от Урала до Байкала) / Отв. ред. И.В. Тюрин. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 592 с.

Государственный доклад "О состоянии и использовании водных ресурсов РФ в 2007 году". – М.: НИА-Природа, 2008. – 408 с.

Государственный доклад "О состоянии использовании водных ресурсов Российской Федерации в 2012 г.". – М.: НИА-Природа, 2013. – 287 с.

Градобоев Н.Д. Природные условия и почвенный покров левобережной части Минусинской впадины // Почвы Минусинской впадины. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – С. 3–24.

Градобоев Н.Д., Коляго С.А. Объяснительная записка к Атласу районных почвенных карт северного левобережья и правобережной части Минусинской впадины. – М.: Наука, 1958. – 140 с.

Градобоев Н.Д., Прудникова В.М., Сметанин И.С. Почвы Омской области. – Омск: Омск. кн. изд-во, 1960. – 362 с.

Гранберг А.Г. Основы региональной экономики. – М.: ГУВШЭ, 2000. – 495 с.

Гричук М.П., Гричук В.П. О приледниковой растительности на территории СССР // Перигляциальные явления на территории СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1960. – С. 66–100.

Гройсман П.Я. Об изменении некоторых характеристик атмосферной циркуляции в процессах глобального потепления и похолодания // Метеорология и гидрология. – 1983. – № 11. – С. 26–29.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья (оледенение, вулканизм, неотектоника). – М.: Наука, 1965. – 166 с.

Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. – М.: Науч. мир, 1999. – 120 с.

Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые изменения современного климата. Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий. Проблема Киотского протокола. – М.: Наука, 2006. – С. 60–74.

Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Оценка изменений климата на территории Российской Федерации // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 11. – С. 15–29.

Густокашина Н.Н. Многолетние изменения основных элементов климата на территории Предбайкалья. – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2003. – 107 с.

Данилов И.Д. Полярный литогенез. – М.: Недра, 1978. – 238 с.

Дворецкий И.Х. Древнегреческо-русский словарь / Под ред. С.И. Соболевского. – М.: ГИИНС, 1958. – Т. 1. – 1042 с.; – Т. 2. – С. 1043–1905.

Дворецкий И.Х. Латинско-русский словарь. – М.: Рус. яз., 1986. – 846 с.

Десяткин Р.В. Почвообразование в термокарстовых котловинах – аласах криолитозоны. – Новосибирск: Наука, 2008. – 324 с.

Десяткин Р.В., Оконешникова М.В., Десяткин А.Р. Почвы Якутии. – Якутск: Бичик, 2009. – 64 с.

Добровольский Г.В., Никитин Е.Д., Афанасьева Т.В. Таежное почвообразование в континентальных условиях. – М.: Изд-во МГУ, 1981. – 144 с.

Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв. – М.: Изд-во МГУ; Наука, 2006. – 460 с.

Добровольский С.Г., Истомина М.Н. Наводнения мира. – М.: ГЕОС, 2006. – 256 с.

Докембрий Патомского нагорья / А.И. Иванов, В.И. Лившиц, О.В. Перевалов и др. – М.: Недра, 1995. – 352 с.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2011 год. – М.: Росгидромет, 2012. – 83 с.

Докучаев В.В. По вопросу о сибирском черноземе // Тр. Вольн. эконом. о-ва. – СПб.: Отд. изд. тип. т-ва “Обществ. польза”, 1883. – Т. 2, вып. 3. – С. 291–321.

Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Ледники. – М.: Мысль, 1989. – 447 с. – (Природа мира).

Домбровский В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья. – Иркутск: Облиздат, 1940. – 200 с. (Тр. ВСГУ; Вып. 26).

Донченко Р.В. Исследования, расчеты и прогнозы зажоров и заторов // Гидрологические прогнозы и предсказания опасных гидрологических явлений: Тр. V Всесоюз. гидрол. съезда. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – Т. 7. – С. 267–278.

Дулепова Б.И. Степи горной лесостепи Даурии и их динамика. – Чита: Изд-во Читин. пед. ин-та, 1993. – 395 с.

Дылис Н.В., Рещиков М.А., Малышев Л.И. Растительность // Предбайкалье и Забайкалье. Природные условия и естественные ресурсы СССР. – М.: Наука, 1965. – С. 225–282.

Евстигнеев В.М. Речной сток и гидрологические расчеты. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 304 с.

Егоров О.В., Наумов С.П. Животный мир // Якутия. – М.: Наука, 1965. – С. 293–330.

Елисеева И.И., Рукавишников В.О. Группировка, корреляция, распознавание образов. – М.: Статистика, 1977. – 144 с.

Еловская Л.Г. Почвы земледельческих районов Якутии и пути повышения их плодородия. – Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1964. – 76 с.

Еловская Л.Г. Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. – Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1987. – 172 с.

Еловская Л.Г., Коноровский А.К., Саввинов Д.Д. Мерзлотные засоленные почвы Центральной Якутии. – М.: Наука, 1966. – 274 с.

Енюков И.С. Методы, алгоритмы, программы многомерного статистического анализа. – М.: Финансы и статистика, 1986. – 232 с.

Ерохина А.А. Почвы и площади пахотно-пригодных земель в Красноярском крае // Природные условия Красноярского края. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 143–159.

Ершов Ю.И. Почвы и земельные ресурсы Красноярского края. – Красноярск: Изд. Ин-та леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, 2000. – 81 с.

Ершов Ю.И. Почвы Среднесибирского плоскогорья. – Красноярск: Изд. Ин-та леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, 2004. – 86 с.

Жуков В.С. Птицы лесостепи Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 2006. – 492 с.

Задонина Н.В., Леви К.Г. Хронология природных и социальных феноменов в Сибири и Монголии. – Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2008. – 759 с.

Зайков Б.Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР // Тр. НИУ ГУГМС СССР. – 1946. – Сер. 4, вып. 24. – С. 1–147.

Зайков Б.Д. Высокие половодья и паводки на реках СССР за историческое время. – Л.: Гидрометеоиздат, 1954. – 135 с.

Зайченко О.А. Фитофаги в пастбищных геосистемах юга Сибири. – Новосибирск: Наука, 1996. – 157 с.

Закономерности гидрологических процессов / Под ред. Н.И. Алексеевского. – М.: ГЕОС, 2012. – 736 с.

Западная Сибирь. Природные условия и естественные ресурсы СССР / Отв. ред. Г.Д. Рихтер. – М.: Наука, 1963. – 488 с.

Заявление ВМО о состоянии глобального климата в 2004: Офиц. изд. / Всемирная метеорологическая организация. – Женева: Секретариат ВМО, 2009. – 13 с.

Золотарев А.Г. Приленская переходная морфоструктурная зона и некоторые общие вопросы развития морфоструктур // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1968. – С. 161–169.

Золотарев А.Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. – Новосибирск: Наука, 1974. – 120 с.

Зольников В.Г. Почвы восточной половины Центральной Якутии, их использование // Материалы о природных условиях и сельском хозяйстве Центральной Якутии. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – Вып. 4. – С. 55–222.

Зоны и типы поясности растительности [Карта]. М-б 1:30 000 000 // Национальный атлас России. – М.: Федеральное агентство геодезии и картографии (Роскартография), 2009. – Т. 2. – С. 331.

Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. – М.: Наука, 1971. – 168 с.

Иванов А.В., Зайонц В.Н. Гомологическое сходство элементов и форм рельефа и его значение для их классификации // Тр. Самар. гос. ун-та. – 1999. – № 1. – С. 11–14.

Иванова Е.Н. Мерзлотно-таежные почвы Северной Якутии // Почвоведение. – 1965. – № 7. – С. 17–21.

Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего Востока). – Новосибирск: Наука, 1981. – 174 с.

Ивченко Б.П., Мартыщенко Л.А. Информационная экология. – СПб.: Нордмед-Издат, 1998. – 208 с.

Ильина И.С. Основные географические закономерности растительного покрова Западно-Сибирской равнины // Растительный покров Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 8–18.

Ильина И.С., Лапшина Е.И., Махно В.Л., Романова Е.А. Принципы составления обзорной “Карты растительности Западно-Сибирской равнины” // Геоботаническое картографирование, 1977. – Л.: Наука, 1977. – С. 41–58.

Ильиных Н.И. Почвы Кузнецкого Алатау. – Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1970. – 164 с.

Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Комаров А.И., Кусков А.И. Современные природно-климатические изменения в Сибири: ход среднегодовых приземных температур и давления // География и природ. ресурсы. – 2004. – № 3. – С. 90–96.

Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В., Харюткина Е.В. Структура и динамика метеорологических полей на азиатской территории России в период интенсивного глобального потепления 1975–2005 гг. // Журн. Сиб. федерал. ун-та. Биология. – 2008. – Т. 1, № 4. – С. 323–344.

Иркутская летопись // Тр. Вост.-Сиб. отд. РГО. – 1911. – № 5. – 410 с.; 1914. – № 8. – 418 с.

Исаченко А.Г. Ландшафты СССР. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. – 320 с.

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

Исаченко А.Г. Глобальная система ландшафтных макрорегионов // Изв. РГО. – 2007. – Вып. 1. – С. 3–18.

История Сибири. – Л.: Наука, 1968. – Т. 2. – 470 с.

Караваев М.Н. Растительный покров // Якутия. Природные условия и естественные ресурсы СССР. – М.: Наука, 1965. – С. 247–293.

Караваева Н.А. Тундровые почвы Северной Якутии. – М.: Наука, 1969. – 208 с.

Караваева Н.А. Почвы тайги Западной Сибири. – М.: Наука, 1973. – 167 с.

Каретин Л.Н. Почвы Тюменской области. – Новосибирск: Наука, 1990. – 284 с.

Карта геоморфологического районирования СССР. М-б 1:8 000 000. – М.: ГУГК, 1985.

Карта природных комплексов севера Западной Сибири для целей геокриологического прогноза и планирования природоохранных мероприятий при массовом строительстве. М-б 1:1 000 000 / Под ред. Е.С. Мельникова, Н.Г. Москаленко. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1991.

Картушин В.М. Физико-географический очерк острова Беннета // Сиб. геогр. сб. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – Вып. 2. – С. 69–99.

Касьянова Л.Н. Экология растений Прибайкалья (водный обмен). – М.: Наука, 2004. – 288 с.

Каталог заторных и зажорных участков рек СССР: в 2 т. / Под ред. А.А. Соколова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – Т. II. – 288 с.

Каталог ледников СССР. Т. 16: Ангаро-Енисейский район. Вып. 1: Енисей. Ч. 3: Бассейны рек Казыр, Кан. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 64 с.

Каталог ледников СССР / Под ред. О.Н. Виноградова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966–1981. – Т. 3. – С. 15–20.

Каталог ледников СССР. Ангаро-Енисейский район. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – Т. 16. – Вып. 1, ч. 3–5; Вып. 2, ч. 1. – 64 с.

Каталог ледников СССР. Острова Де-Лонга. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – Т. 17, ч. 1. – 52 с.

Каталог ледников СССР. Хребет Кодар. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – Т. 17, вып. 2, ч. 1. – 44 с.

Каталог ледников СССР. Хребет Орулган. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – Т. 17, вып. 5, ч. 2. – С. 44.

Каталог ледников СССР. Хребет Сунтар-Хаята. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – Вып. 3, ч. 1, 4; – Вып. 7, ч. 3; – Т. 19, ч. 3. – 58 с.

Каталог ледников СССР. Хребет Черского. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – Т. 17, вып. 7, ч. 2, 4; – Т. 19, ч. 4. – 88 с.

Кини Р.Л., Райфа Х. Принятие решений при многих критериях: предпочтения и замещения. – М.: Радио и связь, 1981. – 560 с.

Кичигина Н.В., Корытный Л.М. Районирование Восточной Сибири по опасности наводнений // География и природ. ресурсы. – 1997. – № 3. – С. 50–60.

Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельникова Е.С. Байкалиды юго-востока Сибири. – М.: Наука, 1968. – 139 с.

Ковалев Р.В., Гаджиев И.М. Почвы бассейна реки Васюган. – Новосибирск: Наука, 1976. – 212 с.

Ковалева С.Р., Корсунов В.М., Таранов С.А. Лесные почвы горного окаймления юго-востока Западной Сибири (Восточный Алтай, Горная Шория, Салаир). – Новосибирск: Наука, 1974. – 206 с.

Коваленко Н.В. Режим и эволюция малых форм оледенения. – М.: Изд-во МГУ, 2008. – 207 с.

Коляго С.А. Природные условия и почвенный покров правобережной части Минусинской впадины // Почвы Минусинской котловины. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – С. 184–303.

Коляго С.А. Правобережье Минусинской впадины. – Л.: Наука, 1967. – 121 с.

Коляго С.А. Лесостепь Минусинской котловины // Агрохимическая характеристика почв СССР. Средняя Сибирь. – М.: Наука, 1971. – С. 131–181.

Комаров В.С., Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В., Ильин С.Н. Изменения климатов пограничного слоя атмосферы Сибири в период глобального потепления. Ч. 1. Аномалии и тренды влажности воздуха // Оптика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 23, № 11. – С. 942–950.

Коновалова Т.И. Ландшафты Верхнего Приангарья. М-б 1:500 000 // Атлас. Иркутская область: экологические условия развития. – М.; Иркутск, 2004. – С. 96.

Копосов Г.Ф. Генезис почв гор Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1983. – 256 с.

Корейша М.М. Современное оледенение хр. Сунтар-Хаята. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 172 с.

Корейша М.М. Оледенение Верхояно-Колымской области. – М.: Изд-во РАН, 1991. – 144 с.

Коржуев С.С. Рельеф и геологическое строение // Якутия. – М.: Наука, 1965. – С. 29–114.

Коржуев С.С. Средняя Сибирь // Равнины и горы Сибири. – М.: Наука, 1975. – С. 122–244.

Корзун М.А., Макеев О.В., Ногина Н.А., Уфимцева К.А. Почвенное районирование Байкальской Сибири. – Улан-Удэ, 1960. – 68 с.

Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. – М.: Недра, 1980. – 300 с.

Короновский Н.В. Краткий курс региональной геологии СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1-е изд., 1976. – 399 с.; 2-е изд., 1984. – 400 с.

Короновский Н.В. Геология России и сопредельных территорий. – М.: Академия, 2011. – 229 с.

Корсунов В.М., Ведрова Э.Ф. Диагностика почвообразования в зональных лесных почвах. – Новосибирск: Наука, 1982. – 161 с.

Корсунов В.М., Ведрова Э.Ф., Красеха Е.Н. Почвенный покров таежных ландшафтов Сибири. – Новосибирск: Наука, 1988. – 167 с.

Корытный Л.М. Классификация речных систем Сибири по их величине // География и природ. ресурсы. – 1985. – № 4. – С. 32–36.

Котляков В.М. Избранные сочинения. Кн. 4. Льды, любовь и гипотезы. – М.: Наука, 2001. – 368 с.

Котляков В.М., Комарова А.И. География, понятия и термины: Пятиязычный акад. сл. – М.: Наука, 2007. – 859 с.

Красная книга Иркутской области. – Иркутск: ООО “Время странствий”, 2010. – 480 с.

Красная книга Новосибирской области / Департамент природных ресурсов и охраны окружающей среды Новосибирской области. – 2-е изд. – Новосибирск: Арта, 2008. – 528 с.

Красная книга Республики Алтай. Животные. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2007. – 399 с.

Красная книга Республики Бурятия: Редкие и исчезающие виды животных. – 2-е изд., перераб. и доп. – Улан-Удэ: Изд. дом “Информполис”, 2005. – 328 с.

Красная книга Республики Саха (Якутия). – Т. 2: Редкие и находящиеся под угрозой исчезновения виды животных (насекомые, рыбы, земноводные, пресмыкающиеся, птицы, млекопитающие). – Якутск: ГУП НИПК “Саха-полиграфиздат”, 2003. – 208 с.

Красная книга Российской Федерации (животные). – М.: Изд-ва “Астрель” и “АСТ”, 2001. – 863 с.

Красная книга Усть-Ордынского Бурятского автономного округа. – Иркутск: ООО “Время странствий”, 2003. – 164 с.

Красная книга Читинской области и Агинского Бурятского автономного округа (животные). – Чита: Поиск, 2000. – 214 с.

Краснощеков Ю.Н., Горбачев В.Н. Лесные почвы бассейна озера Байкал. – Новосибирск: Наука, 1987. – 144 с.

Крауклис А.А. Проблемы экспериментального ландшафтоведения. – Новосибирск: Наука, 1979. – 233 с.

Крауклис А.А. Природа ландшафтов и охрана природы // Проблемы комплексного развития Сибири. – СПб.: Наука, 1993. – С. 150–158.

Кузнецова А.И. Предбайкалье // Агрохимическая характеристика почв СССР. Восточная Сибирь. – М.: Наука, 1969. – С. 223–231.

Кузьменко Е.И. Картографический подход к изучению структуры и динамики геосистем на примере Среднего Приобья // География и природ. ресурсы. – 2011. – № 2. – С. 160–167.

Кузьмин В.А. Почвы котловин байкальского типа. – Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1976. – 144 с.

Кузьмин В.А. Почвенное районирование участка зоны БАМ // География и природ. ресурсы. – 1980. – № 1. – С. 86.

Кузьмин В.А. Почвы Предбайкалья и Северного Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1988. – 174 с.

Кузьмин С.Б. Классификация опасных морфогенетических процессов Иркутской области // Изв. РГО. – 2006. – Т. 138, вып. 3. – С. 64–70.

Кузьмин С.Б. Опасные геоморфологические процессы и риск природопользования. – Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2009. – 195 с.

Кузьмин С.Б., Шаманова С.И. Принципы оценки эколого-геоморфологического дискомфорта урбанизированных территорий // Экология урбанизированных территорий. – 2010. – № 3. – С. 30–34.

Кузьмин С.Б., Шаманова С.И. Районирование Иркутской области по опасным геоморфологическим процессам и их синергетическое моделирование // Изв. РГО. – 2014. – Т. 146, № 2. – С. 9–21.

Куликов П.К. Механизм образования каледонской складчатости Западного Саяна // Геотектоника. – 1968. – № 6. – С. 46–60.

Куликов П.К. Типы плит // Материалы по тектонике глубоких горизонтов Западно-Сибирской плиты. – Тюмень, 1972. – С. 7–28. (Труды Зап.-Сиб. НИГНИ; Вып. 60).

Куминова А.В. Растительный покров Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1960. – 459 с.

Курбатова А.С., Мягков С.М., Шныпарков А.Л. Природный риск для городов России. – М.: НИИПИ экологии городов, 1997. – 240 с.

Лавренко Н.Н. Березовые и осиновые леса // Растительный покров Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 125–138.

Ландшафтная карта СССР. М-б 1:2 500 000 / М.С. Анучин, И.С. Баламусова, С.В. Белецкая и др.; Под ред. И.С. Гудилина. – М.: Гидроспецгеология, 1987.

Ландшафтная карта СССР. М-б 1:4 000 000 / А.Г. Исаченко, А.А. Шляпников, О.Д. Робозерцева, А.З. Филипецкая; Под ред. А.Г. Исаченко. – М.: ГУГК, 1988.

Ландшафты юга Восточной Сибири [Карта]. М-б 1:1 500 000 / В.С. Михеев, В.А. Ряшин при участии Н.Г. Богоявленской, С.Д. Ветровой, Л.С. Дмитриенко и др.; Под общ. ред. В.Б. Сочавы. – М.: ГУГК, 1977.

Лебедева И.И., Семина Е.В. Почвы Центрально-Европейской и Средне-Сибирской лесостепи. – М.: Колос, 1974. – 230 с.

Лессовые породы СССР: в 2 т. Т. I: Инженерно-геологические особенности и проблемы рационального использования. – М.: Недра, 1986. – 232 с.

Литвинов Ю.Н. Сообщества и популяции мелких млекопитающих в экосистемах Сибири. – Новосибирск: ЦЭРИС, 2001. – 128 с.

Лихачева Э.А., Просунцова Н.С., Локшин Г.П. Критерии эколого-геоморфологической оценки городской территории // Проблемы безопасности при чрезвычайных ситуациях. – 1998. – Вып. 6. – С. 3–16.

Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А. Региональные карты природных и природно-техногенных опасностей и карты геоморфологического риска // Прикладная геоэкология. – М.: ИЛСАН, 1999. – Вып. 3. – С. 150–154.

Лысанова Г.И., Семенов Ю.М., Шеховцов А.И., Сороковой А.А. Геосистемы Республики Тыва // География и природ. ресурсы. – 2013. – № 3. – С. 181–184.

Любимова Е.Л. Растительный покров // Средняя Сибирь. Природные условия и естественные ресурсы СССР. – М.: Наука, 1964. – С. 226–277.

Лямкин В.Ф. Экология и зоогеография млекопитающих межгорных котловин Байкальской рифтовой зоны. – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2002. – 133 с.

Магрицкий Д.В., Скорняков В.А., Ретеюм К.Ф. Тепловой сток // Геоэкологическое состояние Арктического побережья России и безопасность природопользования. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 324–349.

Макеев О.В. Дерновые таежные почвы юга Средней Сибири (генезис, свойства и пути рационального использования): Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. – М.: Изд-во МГУ, 1957. – 36 с.

Макеев О.В. Дерновые таежные почвы юга Средней Сибири. – Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1959. – 347 с.

Малик Л.К. Природные и антропогенные факторы повреждения гидротехнических сооружений // Изв. РАН. Сер. геогр. – 1995. – № 1. – С. 54–65.

Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. – М.: Недра, 1975. – 97 с.

Малышев Л.И., Пешкова Г.А. Особенности и генезис флоры Сибири (Предбайкалье и Забайкалье). – Новосибирск: Наука, 1984. – 264 с.

Марков К.К. О географическом соотношении наземного и подземного оледенения (в связи со статьей Б.П. Любимова) // Проблемы криолитологии. – М.: Изд-во МГУ, 1969. – Вып. 1. – С. 135–139.

Мартынов В.П. Почвы горного Прибайкалья. – Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1965. – 168 с.

Масайтис В.Л. Магматические циклы Сибирской платформы // Проблемы связи тектоники и магматизма. – М.: Наука, 1969. – С. 162–187.

Масайтис В.Л. Методы изучения астроблем // Метеоритные структуры на поверхности планет. – М.: Наука, 1979. – С. 53–64.

Матвеева Н.В. Зонирование растительного покрова Арктики. – М.; Л.: Наука, 1998. – 220 с. (Тр. БИН АН СССР; Вып. 21).

Матюшкин Е.Н. Европейско-восточноазиатский разрыв ареалов наземных позвоночных // Зоол. журн. – 1976. – Т. 55, вып. 9. – С. 1277–1291.

МГЭИК: Изменение климата, 2007 г.: Обобщ. докл. “Вклад рабочих групп I, II и III в Четвертый доклад об оценке межправительственной группы экспертов по изменению климата” / Р.К. Пачаури, А. Райзингер и основная группа авторов (ред.). – Женева, Швейцария, 2007. – 104 с.

Медведков А.А. Ледниковые районы России: эволюция и современное состояние // География. – 2010. – № 3. – С. 14–21.

Мелешко В.П., Катцов В.М., Мирвис В.М. и др. Климат России в XXI веке. Ч. 1. Новые свидетельства антропогенного воздействия на климат и новые возможности оценки его изменений на территории России // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 6. – С. 5–19.

Мельников В.П., Хименков А.Н., Брушков А.В. и др. Криогенные геосистемы: проблемы исследования и моделирования. – Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2010. – 390 с.

Мельников В.П., Геннадиник В.Б., Брушков А.В. Аспекты криософии: криоразнообразие в природе // Криосфера Земли. – 2013. – Т. XVII, № 2. – С. 3–11.

Мерзлотно-ландшафтная карта Якутской АССР. М-б 1:2 500 000 / Т.А. Ботулу, И.С. Васильев, С.П. Варламов и др.; Под рук. А.Н. Федорова. Гл. ред. П.И. Мельников. – М.: КГК СССР, 1991.

Методы изучения и расчеты водного баланса. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 397 с.

Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР. – М.: Мысль, 1972. – 519 с.

Мисюркеев Ю.А., Марасанов М.Г., Кичигина Н.В. Риск затопления и подтопления Иркутской области и анализ ущербов от них // Водные ресурсы Байкальского региона: проблемы формирования и использования на рубеже тысячелетий: Материалы науч. конф. – Иркутск, 1998. – С. 159–163.

Михаленко В.Н. Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт. – М.: Изд-во URSS, 2007. – 315 с.

Михайленко М.М. Почвы южной тайги Западного Забайкалья. – М.: Наука, 1967. – 157 с.

Михайлов Н.И. Сибирь: Физико-географический очерк. – М.: Гос. изд-во геогр. лит., 1956. – 382 с.

Михайлов Н.И. Горы Южной Сибири. – М.: Географгиз, 1961. – 239 с.

Михайлов Н.Н., Останин О.В., Фукуи К., Фуджии Ё. Опыт использования автоматических температурных самописцев в высокогорье Алтая // География и природопользование Сибири. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2006. – Вып. 8. – С. 134–146.

Мордосов И.И. Млекопитающие таежной части Западной Якутии. – Якутск, 1997. – 220 с.

Морфоструктура и морфоскульптура гор и общие закономерности строения рельефа СССР. – М.: Наука, 1986. – 193 с.

Мохов И.И., Петухов В.К. Центры действия в атмосфере и тенденция их изменения // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2000. – Т. 36, № 3. – С. 321–329.

Мурзин Ю.А. Ледники Якутии // Якутская геокриологическая научная школа (сфера исследований, результаты, люди) / Отв. ред. Р.В. Чжан, В.В. Шепелев. – Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2010. – С. 184–189.

Мягков С.М. География природного риска. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 222 с.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. – М.: Наука, 1974. – 359 с.
Надеждин Б.В. Лено-Ангарская лесостепь. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 328 с.
Нарожный Ю.К. Температурный режим активной толщи ледников Актру // Гляциология Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – Вып. 4 (19). – С. 140–150.
Наумов Е.М., Градусов Б.П. Особенности таежного почвообразования на Крайнем Северо-Востоке Евразии. – М.: Колос, 1974. – 148 с.
Национальный атлас почв Российской Федерации. – М.: Астрель, 2011. – 632 с.
Национальный атлас России. – Т. 2: Природа и экология. – М.: ФГУП "ГОСГИСЦЕНТР", 2004. – С. 495.
Национальный атлас России: в 4 т. Т. 2: Природа, экология. – М.: Роскартография, 2007. – 495 с.
Нежиховский Р.А. Наводнения на реках и озерах. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 306 с.
Непряхин Е.М. Почвы Томской области. – Томск: Изд-во ТГУ, 1977. – 438 с.
Нигматулин Р.И. Заметки о глобальном климате и океанских течениях // Изв. РАН. ФАО. – 2012. – Т. 48, № 1. – С. 37–44.
Никитин С.А., Веснин А. В., Меньшиков В.А. и др. Температурный режим ледника Малый Актру в период абляции // Там же. – Томск: Изд-во ТГУ, 1986. – Вып. 3 (18). – С. 81–84.
Никитин С.А., Веснин А.В., Карнаух Н.В. Результаты радиолокационных исследований ледников Центрального Алтая // Гляциология Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – Вып. 3 (18). – С. 120–127.
Николаев И.В. Почвы Восточно-Сибирского края. – М.; Иркутск, 1933. – 164 с.
Николаев И.В. Почвы Иркутской области. – Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1949. – 404 с.
Ногина Н.А. Почвы Забайкалья. – М.: Наука, 1964. – 313 с.
Носин В.А. Почвы Тувы. – М.: Наука, 1963. – 342 с.
Обручев В.А. Геология Сибири. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935.
Обручев В.А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии // Избранные работы по географии Азии. – М.: Географгиз, 1951. – Т. 3. – С. 49–128.
Окишев П.А. Рельеф и оледенение Русского Алтая. – Томск: Изд-во ТГУ, 2011. – 382 с.
Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / Отв. ред. В.М. Котляков. – М.: Наука, 2006. – 482 с.
Оледенение Урала / Л.С. Троицкий, В.Г. Ходаков, В.И. Михалев и др. – М.: Наука, 1966. – 306 с.
Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. – М.: Наука, 1965. – 127 с.
Олюнин В.Н., Чичагов В.П. Горы Южной Сибири // Равнины и горы Сибири. – М.: Наука, 1975. – С. 245–328.
Осадчий С.С. Повторно-жильные льды в Восточном Саяне и их стратиграфическое значение // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 146–155.
Осипов В.И. Природные опасности и стратегические риски в мире и России // Экология и жизнь. – 2009. – № 11–12. – С. 5–15.

Осипов Э.Ю., Чебыкин Е.П., Осипова О.П., Невзорова И.В. Ледники Кодара: оценка современного состояния и изменений за последние 40 лет // Материалы гляциологических исследований. – 2009. – Вып. 106. – С. 32–48.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. I. Изменение климата. – М.: Росгидромет, 2008. – 277 с.

Павлов А.В. Состояние промышленной безопасности на территории Иркутской области // Экологическое страхование: региональные особенности и международный опыт. – Иркутск, 1998.

Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. – М., 1948. – 175 с. (Тр. ИГН АН СССР; Вып. 99, № 31).

Павловский Е.В. Зоны перикратонных опусканий – платформенные структуры I порядка // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1959. – Т. 12, № 19. – С. 3–9.

Пармузин Ю.П. Тайга СССР. – М.: Мысль, 1985. – 303 с.

Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеан. геология. – 1996. – Т. 15, № 4. – С. 3–16.

Переведенцев Ю.П. Теория климата. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2009, 504 с.

Петров Б.Ф. Почвы Алтайско-Саянской области. – М.: Изд-во АН СССР, 1952. – 245 с.

Пешкова Г.А. Степная флора Байкальской Сибири. – М.: Наука, 1972. – 207 с.

Пешкова Г.А. Степи Юго-Западного и Юго-Восточного Забайкалья, их сходство и различия // Изв. СО АН СССР. Сер. биол. наук. – Новосибирск, 1974. – Вып. 1. – С. 15–19.

Пиннекер Е.В., Писарский Б.И. Проблемы использования и охраны осваиваемых таежных территорий Сибири // Водные ресурсы тайги. – Иркутск, 1984. – С. 52–63.

Плахина И.Н., Махоткина Е.Л., Панкратова И.В. Вариации аэрозольной оптической толщины атмосферы на территории России в 1976–2003 гг. // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 2. – С. 19–29.

Плешанова Г.И., Плешанов А.С. Практический определитель синантропных насекомых Восточной Сибири. – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2006. – 72 с.

Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. – М.: Наука, 1971. – 320 с.

Плюснин В.М., Китов А.Д., Иванов Е.Н., Шейнкман В.С. Особенности формирования и динамики нивально-гляциальных геосистем на юге Восточной Сибири и Монголии // География и природ. ресурсы. – 2013. – № 1. – С. 5–18.

Погребицкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. – Л.: Недра, 1971. – 248 с.

Попов А.П. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). – М.: Изд-во МГУ, 1967. – 304 с.

Попов М.Г. К вопросу о происхождении тайги // Сб. статей по результатам исследований в области лесного хозяйства и лесной промышленности в таежной зоне СССР. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957. – С. 19–28.

Попова В.В., Шмакин А.Б. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 12. – С. 15–25.

Постельников Е.С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. – М.: Наука, 1980. – 72 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 341).

Почвенная карта азиатской части СССР (Сибири). М-б 1:4 200 000 / Под ред. К.Д. Глинки, Л.И. Прасолова. – М., 1927.

Почвенная карта СССР. М-б 1:10 000 000 / Под ред. И.П. Герасимова, Е.Н. Ивановой. – М.: ГУГК, 1960.

Почвенная карта южной части Сибири / Сост. А.М. Воронина; ред. К.П. Горшенин. М-б 1:2 500 000. – М.: ГУГК, 1952.

Почвы Алтайского края / Под ред. В.И. Базилевич, А.Н. Розанова. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 70 с.

Почвенно-географическое районирование СССР. – М.: Наука, 1962. – 442 с.

Почвы Горно-Алтайской автономной области. – Новосибирск: Наука, 1973. – 352 с.

Почвы Кулундинской степи / Под ред. Р.В. Ковалева. – Новосибирск: Наука, 1967. – 296 с.

Почвы Новосибирской области. – Новосибирск: Наука, 1966. – 422 с.

Прасолов Л.И. Южное Забайкалье. Почвенно-географический очерк. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1927. – 422 с.

Предбайкалье и Забайкалье. Природные условия и естественные ресурсы СССР. – М.: Наука, 1965. – 492 с.

Природопользование и охрана среды в бассейне Байкала / А.В. Мартынов, С.В. Рященко, А.В. Белов и др. – Новосибирск: Наука, 1990. – 224 с.

Прокопенко А.А., Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. Причины раннего оледенения Сибири при переходе от казанцевского климатического оптимума к зырянскому ледниковому периоду // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 1–2. – С. 64–75.

Промерзание земной поверхности и оледенение хребта Сунтар-Хаята (Восточная Якутия) / Н.А. Граве, М.К. Гаврилова, Г.Ф. Гравис и др. – М.: Наука, 1964. – 143 с.

Пущаровский Ю.М. Краевые прогибы и их тектоническое строение и развитие. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 154 с.

Равкин Е.С., Равкин Ю.С. Птицы равнин Северной Евразии: Численность, распределение и пространственная организация сообществ. – Новосибирск: Наука, 2005. – 304 с.

Равкин Ю.С. Пространственно-типологическая организация животного населения Западно-Сибирской равнины (на примере птиц, мелких млекопитающих и земноводных) // Зоол. журн. – 2002. – Т. 81, № 9. – С. 1166–1184.

Равкин Ю.С., Ливанов С.Г. Факторная зоогеография: принципы, методы и теоретические представления. – Новосибирск: Наука, 2008. – 205 с.

Растительность [Карта]. М-б 1:15 000 000 // Национальный атлас России. – М.: Федеральное агентство геодезии и картографии (Роскартография), 2009. – Т. 2. – С. 328–330.

Растительность Западно-Сибирской равнины [Карта]. М-б 1:1 500 000. М.: ГУГК СССР, 1976.

Растительность СССР: Карта для вузов. М-б 1:4 000 000 / Под ред. А.В. Белова, С.А. Грибовой, Т.В. Котовой. – М.: ГУГК СССР, 1990.

Растительный покров Западно-Сибирской равнины / И.С. Ильина, Е.И. Лапшина, Н.Н. Лавренко и др. – Новосибирск: Наука, 1985. – 251 с.

Растительный покров СССР. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. – Т. 1. – 460 с.

Ревин Ю.В. Млекопитающие Южной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1989. – 321 с.

Региональная и историческая геокриология мира / Ред. Э.Д. Ершов. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – 576 с.

Редкие и малоизученные позвоночные животные Предбайкалья: распространение, экология, охрана / Ю.А. Дурнев, Ю.И. Мельников, И.В. Бояркин и др. – Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1996. – 288 с.

Рельеф Алтае-Саянской горной области. – Новосибирск: Наука, 1988. – 206 с.

Рельеф среды жизни человека. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2002. – 640 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – Т. 17, вып. 1. – 652 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – Т. 15, вып. 1. – 319 с.; 1972. – Вып. 2. – 408 с.; Вып. 3. – 424 с.; 1973. – Т. 16, вып. 1. – 722 с.; 1972. – Вып. 2. – 595 с.; 1973. – Вып. 3. – 612 с.; 1972. – Т. 17. – 651 с.; 1969. – Т. 19. – 282 с.

РИА Новости. – Электрон. ресурс: http://www.eco.ria.ru/

Романов Н.С. Летопись города Иркутска за 1891–1901 гг. – Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1993. – 544 с.

Романов Н.С. Летопись города Иркутска за 1902–1924 гг. – Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1994. – 556 с.

Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. – Новосибирск: Наука, 1977. – 215 с.

Российский статистический ежегодник. 2007: Стат. сб. – М., 2007. – 826 с.

Рудкевич М.Я. Тектоника и генезис Западно-Сибирской плиты в свете новых геолого-геофизических данных // Тектоника Сибири. – Новосибирск: Наука, 1980. – Т. 9. – С. 23–30.

Савинский К.А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. – М.: Недра, 1972. – 168 с.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. – М.: Недра, 1964. – Т. I. – 515 с.; 1967. – Т. II. – 699 с.

Салюкова Р.И. Овраги Южно-Минусинской котловины // Сибирский геогр. сб. – 1976. – № 12. – С. 183–222.

Самойлова Г.С., Веселовский А.В., Маханова Т.М., Платэ А.Н. Ландшафтная карта Алтае-Саянского экорегиона. М-б 1 : 2 000 000 // Оценка местообитаний некоторых ключевых видов млекопитающих в Алтае-Хангае-Саянском регионе с помощью специализированной геоинформационной системы. – М.: Российское представительство WWF, 2003 (электрон. версия).

Сарана В.А. Ледники плато Путорана // МГИ. – 2005. – Вып. 99. – С. 200–214.

Северная Якутия // Тр. Арктического и Антарктического науч.-исслед. ин-та Главсевморпути. – Л.: Морской транспорт, 1962. – 280 с.

Седов Р.В. Снежно-ледяные образования Южного Хараулаха и Северного Орулгана // Материалы гляциологических исследований. – 1997. – № 83. – С. 172–176.

Семенов Ю.М., Мартынов А.В. Почвы // Природа и хозяйство района первоочередного формирования КАТЭК. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 118–125.

Семенов Ю.М., Семенова Л.Н. О некоторых особенностях строения и состава степных почв Юго-Восточного Забайкалья // Комплексные географические

исследования осваиваемых районов Сибири. – Иркутск: Изд. ИГС и ДВ СО АН СССР, 1983. – С. 76–83.

Семенов Ю.М., Суворов Е.Г. Геосистемы и комплексная физическая география // География и природ. ресурсы. – 2007. – № 3. – С. 11–19.

Сергеев Г.М. Островные степи и подтайга Приенисейской Сибири. – Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971. – 264 с.

Слагода Е.А., Медведев Г.И. Палеокриогенные образования, стратиграфия, геоархеология четвертичных отложений Байкальской Сибири // Криосфера Земли. – 2004. – Т. VIII, № 1. – С. 18–28.

Смирнов М.П. Почвы Западного Саяна. – М.: Наука, 1970. – 234 с.

Соколов И.А. Гидроморфное неглеевое почвообразование // Почвоведение. – 1980. – № 1. – С. 21–32.

Соколов И.А., Таргульян В.О. О таежных почвах Забайкалья в связи с проблемой самобытности почв мерзлотно-таежной области // Почвоведение. – 1976. – № 8. – С. 20–31.

Сочава В.Б. Темнохвойные леса // Растительный покров СССР. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. – Т. 1. – С. 139–216.

Сочава В.Б. Современная география и ее задачи в Сибири и на Дальнем Востоке // Сиб. геогр. сб. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Вып. 1. – С. 5–18.

Сочава В.Б. Определение некоторых понятий и терминов физической географии // Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока. – 1963. – Вып. 3. – С. 50–59.

Сочава В.Б. Геотопология как раздел учения о геосистемах // Топологические аспекты учения о геосистемах. – Новосибирск: Наука, 1974. – С. 3–86.

Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. – Новосибирск: Наука, 1978. – 319 с.

Сочава В.Б. Растительный покров на тематических картах. – Новосибирск: Наука, 1979. – 190 с.

Сочава В.Б. Географические аспекты сибирской тайги. – Новосибирск: Наука, 1980. – 256 с.

Сочава В.Б., Городков Б.Н. Арктические пустыни и тундры // Растительный покров СССР: Пояснит. текст к “Геоботанической карте СССР”. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. – Т. 1. – С. 61–139.

Сочава В.Б., Тимофеев Д.А. Физико-географические области Азии // Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока. – 1968. – Вып. 19. – С. 3–19.

Средняя Сибирь. Природные условия и естественные ресурсы СССР. – М.: Наука, 1964. – 480 с.

Старожилов В.Т. Карта ландшафтов Приморского края. М-б 1:1 000 000. – Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 2009.

Стрелков С.А. Север Сибири. – М.: Наука, 1965. – 336 с.

Суворов Е.Г., Китов А.Д. Ландшафтная структура юго-восточной части Восточного Саяна // География и природ. ресурсы. – 2013. – № 4. – С. 107–114.

Суворов Е.Г., Новицкая Н.И. Изучение взаимодействий и состояний физико-географических структур разных иерархических уровней // Географические исследования Сибири. Т. I. Структура и динамика геосистем. – Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2007. – С. 128–145.

Суворов Е.Г., Семенов Ю.М., Атутова Ж.В. Физико-географические условия // Экологически ориентированное планирование землепользования в Байкальском регионе. Ковыктинское газоконденсатное месторождение. – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2004. – С. 14–22.

Суворов Е.Г., Титаев Д.Б. Структура ландшафтов Южного Прибайкалья // География и природ. ресурсы. – 1999. – № 4. – С. 20–30.

Сумгин М.И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. – Владивосток, 1927. – 372 с.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. – М.: Недра, 1981. – С. 3–10.

Таевский В.М. Некоторые проблемы геологии Байкало-Патомского нагорья // Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. – Иркутск, 1966.

Танзыбаев М.Г. Почвы Хакасии. – Новосибирск: Наука, 1993. – 256 с.

Таратунин А.А. Наводнения на территории Российской Федерации. – Екатеринбург: Изд-во ФГУП РосНИИВХ, 2008. – 432 с.

Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. – М.: Наука, 1971. – 267 с.

Тектоника Сибири. В 4 т. – М.: Наука, 1970. – Т. I. – 396 с.; Т. II. – 255 с.; Т. III. – 278 с.; Т. IV. – 223 с.

Тикунов В.С. Классификации в географии. – Смоленск: Изд-во СГУ, 1997. – 367 с.

Толмачев А.И. К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1954. – 156 с.

Толстихин Н.И. Терминология, предмет, метод, место мерзлотоведения среди других наук // Общее мерзлотоведение. – Новосибирск: Наука, 1974. – С. 5–14.

Томирдиаро С.В. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1980. – 184 с.

Торопов В.А. Птицы колочной лесостепи Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 2008. – 356 с.

Торопов К.В. Птицы южной тайги Западной Сибири: 25 лет спустя. – Новосибирск: Наука-Центр, 2012. – 636 с.

Торопов К.В., Граждан К.В. Птицы Северо-Восточного Алтая: 40 лет спустя. – Новосибирск: Наука-Центр, 2010. – 394 с.

Трофимов С.С. Экология почв и почвенные ресурсы Кемеровской области. – Новосибирск: Наука, 1975. – 300 с.

Тютюнов И.А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре (Криогенез). – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 144 с.

Убугунова В.И., Убугунов Л.Л., Корсунов В.М., Балабко П.Н. Аллювиальные почвы речных долин бассейна Селенги. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. – 254 с.

Умывакин В.М. Интегральная эколого-хозяйственная оценка и управление земельными ресурсами в регионе. – Воронеж: Изд-во ВГПУ, 2002. – 178 с.

Уникальные объекты живой природы бассейна Байкала. – Новосибирск: Наука, 1990. – 224 с.

Уфимцева К.А. Почвы межгорных котловин южной тайги Забайкалья. – Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1967. – 101 с.

Уфимцева К.А. Почвы южной части таежной зоны Западно-Сибирской равнины. – М.: Колос, 1974. – 206 с.

Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области. – М.: Наука, 1985. – 200 с.

Физико-географическое районирование СССР. Характеристика региональных единиц / Под ред. Н.А. Гвоздецкого. – М.: Изд-во МГУ, 1968. – 576 с.

Физическая энциклопедия. – М.: Большая Рос. Энцикл., 1998. – Т. 5. – 691 с.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. – 258 с.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. – М.: Недра, 1964. – 479 с.

Харюткина Е.В., Логинов С.В., Ипполитов И.И. Изменчивость температуры приземного воздуха на территории Западной Сибири в последние десятилетия // Турбулентность, динамика атмосферы и климата: Сб. тез. Междунар. конф., посвящ. памяти акад. А.М. Обухова. – М.: ООО “Изд-во ГЕОС”, 2013. – С. 93–95.

Хмелев В.А. Лессовые черноземы Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1989. – 201 с.

Хоментовский В.В., Семихатов М.А., Репина Л.Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна // Региональная стратиграфия. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – Т. 4. – С. 236.

Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. – М.: ИЛ, 1948. – 159 с.

Цейслер В.М., Караулов В.Б., Успенская Е.А., Чернова Е.С. Основы региональной геологии СССР. – М.: Недра, 1984. – 358 с.

Цыбжитов Ц.Х. Почвы лесостепи Селенгинского среднегорья. – Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1971. – 107 с.

Цыбжитов Ц.Х., Мартынов В.П. Структура почвенного покрова Западного Забайкалья // Проблемы использования и охраны почв Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 110–114.

Цыбжитов Ц.Х., Убугунова В.И. Генезис и география таежных почв бассейна оз. Байкал. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1992. – 239 с.

Цыбжитов Ц.Х., Цыбжитов А.Ц. Почвы бассейна озера Байкал. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. – Т. 2. Генезис, география и классификация степных и лесостепных почв. – 165 с.; – Т. 3. Генезис, география и классификация таежных почв. – 173 с.

Цыбулин С.М. Птицы Алтая: пространственно-временная дифференциация, структура и организация населения. – Новосибирск: Наука, 2009. – 234 с.

Чалов Р.С. Районирование Северной Евразии по русловому режиму рек // География и природ. ресурсы. – 1999. – № 1. – С. 23–28.

Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и деформации. – М.: ЛКИ, 2008. – 608 с.

Чернов Ю.И., Макарова О.Л., Пенев Л.Д., Хрулева О.А. Отряд жесткокрылых (Insecta, Coleoptera) в фауне Арктики. Сообщ. 1: Состав фауны // Зоол. журн. – 2014. – Т. 93, № 1. – С. 7–44.

Черных Д.В., Самойлова Г.С. Ландшафты Алтая (Республика Алтай и Алтайский край) [Карта]. М-б 1:1 500 000. – Новосибирск: ФГУП “Новосиб. картогр. фабрика”, 2011.

Четвертичные отложения Советской Арктики. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – 232 с.

Шатский Н.С. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости // Избр. тр. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – Т. 1. – С. 581–587.

Шац М.М. Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны. – Новосибирск: Наука, 1978. – 104 с.

Шейнкман В.С. Наледи ледниковых долин // Гляциология Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 1986. – Вып. 3. – С. 105–117.

Шейнкман В.С. Гляциология и палеогляциология горной системы Черского и сопредельных районов Северо-Востока СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1987. – 154 с.

Шейнкман В.С. Наледи в горах Алтая // Проблемы наледеведения. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 166–176.

Шейнкман В.С. Об интерпретации следов древнего оледенения в горах Сибири // Материалы гляциологических исследований. – 1993. – № 77. – С. 111–120.

Шейнкман В.С. Четвертичное оледенение в горах Сибири: общие закономерности, анализ данных // Материалы гляциологических исследований. – М., 2008. – № 105. – С. 51–72.

Шейнкман В.С. Оледенение гор Сибири: взаимодействие ледников и криогенных льдов // Лед и снег. – М.: Наука, 2010. – № 4 (112). – С. 101–110.

Шейнкман В.С. Оледенение Сибири с позиций криологии Земли // Тр. Десятой Междунар. конф. по мерзлотоведению. – Тюмень, 2012. – Т. 3. – С. 579–584.

Шейнкман В.С., Антипов А.Н. Байкальская палеоклиматическая летопись: дискуссионные вопросы ее возможной корреляции с древними оледенениями гор Сибири // География и природ. ресурсы. – 2007. – № 1. – С. 5–13.

Шейнкман В.С., Антипов А.Н. К проблеме моделирования оледенения и интерпретация следов в горах Сибири: взгляд с позиций научного наследия Л.Н. Ивановского // Лед и снег. – М.: Наука, 2010. – № 2 (110). – С. 93–100.

Шейнкман В.С., Антипов А.Н., Данько Л.В. Оледенения и многолетняя мерзлота в горах Сибири в свете корреляций с Байкальской палеоклиматической летописью // Криогенные ресурсы в полярных районах. – Салехард: Изд-во РАН, 2007. – С. 249–252.

Шейнкман В.С., Антипов А.Н., Данько Л.В. Специфика криогенных условий в горах Сибири в свете взаимодействия оледенения и многолетней мерзлоты // Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения. – Тюмень, 2008. – С. 367–371.

Шейнкман В.С., Мельников В.П. Ледники Сибири как компонент криолитогенно-гляциальных геосистем // Криосфера Земли. – 2014. – Т. XVIII, № 2. – С. 3–23.

Шейнкман В.С., Плюснин В.М. От альпийской модели оледенения к сибирской – подход в свете развития идей Л.Н. Ивановского // Рельеф и экзогенные процессы гор: Материалы Всерос. науч. конф. с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения д-ра геогр. наук, проф. Льва Николаевича Ивановского (Иркутск, 25–28 окт. 2011 г.). – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2011. – Т. 2. – С. 57–60.

Шерстюков Б.Г. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. – Обнинск: ГУ ВНИИГМИ-МЦД, 2008. – 246 с.

Шерстюков Б.Г., Салугашвили Р.С. Новые тенденции в изменениях климата Северного полушария Земли в последнее десятилетие. – Обнинск: ГУ ВНИИГМИ-МЦД, 2010. – С. 43–51.

Шестернев Д.М., Шейнкман В.С. Криогляциальные системы хребта Кодар (Забайкалье) в условиях изменений климата // Материалы гляциологических исследований. – 2008. – № 105. – С. 178–182.

Шеховцов А.И., Алешина И.Н., Китов А.Д. Ландшафтно-экологическое картографирование Окинского плоскогорья с применением ГИС // ИнтерКарто/ИнтерГИС 17: Устойчивое развитие территорий: теория ГИС и практический опыт: Материалы Междунар. конф. (Белокуриха, Денпасар (Индонезия), 14–19 дек. 2011 г.). – Барнаул, 2011. – С. 354–360.

Шикломанов И.А., Георгиевский В.Ю. Современные и перспективные изменения стока рек России под влиянием климатических факторов // Водные ресурсы суши в условиях изменяющегося климата. – СПб.: Наука, 2007. – С. 20–32.

Шипунова М.В. Некоторые черты экологии птиц в высокогорье Бащелакского хребта // Новости орнитологии: Материалы IV Всесоюз. конф. – Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1965. – С. 421–422.

Шлотгауэр С.Д. Флора и растительность Западного Приохотья. – М.: Наука, 1978. – 132 с.

Шпинь П.С. Оледенение Кузнецкого Алатау // Результаты исследований по международным геофизическим проектам. – М.: Наука, 1980. – 84 с.

Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 492 с.

Шумский П.А. Что такое ледник? // Материалы гляциологических исследований. – 1964. – № 9. – С. 277.

Щепина Н.А., Борисова Н.Г., Балданова Д.Р., Руднева Л.В. Земноводные Бурятии. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2010. – 148 с.

Эколого-географические районы Воронежской области / Ф.Н. Мильков, В.Б. Михно, В.И. Федотов и др. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1996. – 216 с.

Юдкин В.А. Экологические аспекты географии птиц Северной Азии. – Новосибирск: Наука, 2009. – 416 с.

Юрцев Б.Н. Гипоарктический ботанико-географический пояс и происхождение его флоры: Комаровские чтения. – М.; Л.: Наука, 1966. – Вып. XIX. – 93 с.

Якутия. – М.: Наука, 1965. – 467 с.

Ямских А.Ф. Палеогеографические условия Тоджинской котловины в голоцене // Природные условия и ресурсы юга Средней Сибири. – Красноярск, 1983. – С. 3–19.

Ямских А.Ф. Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. – Красноярск: КГПИ, 1993. – 226 с.

Aizen V.B., Aizen E.M., Joswiak D.R. et al. Climatic and atmospheric circulation pattern variability from ice-core isotope/geochemistry records (Altai, Tian Shan and Tibet) // Ann. Glaciol. – 2006. – V. 43. – P. 49–60.

Boike J., Wille C., Abnizova A. Climatology and summer energy and water balance of polygonal tundra in the Lena River Delta, Siberia // J. Geophys. Res. – 2008. – V. 113. – P. G03025. doi:10.1029/2007JG000540.

Circumpolar Arctic Vegetation Map: Scale 1:7 500 000. CAVM Team, 2003. – Conservation of Arctic Flora and Fauna (CAFF) Map No. 1. U.S. Fish and Wildelife Service, Anchorage, Alaska.

Dartmouth Flood Observatory, 1985–2013: Global Register of Large Flood Events. Dartmouth College, Department of Geography (Hanover, USA). – 2014. – [Электрон. ресурс]: http://www.dartmouth.edu/~floods/. – англ. язык.

De Boer D. Hierarchies and spatial scale in geomorphologic processes // Geomorphology. – 1992. – No. 5. – P. 303–318.

Dobrowolski A.B. Historija natural nalodu. – Warszawa, 1923. – 435 s.

Edwards B. Natural hazards. – Cambridge: Cambridge University Press, 2005. – 328 p.

Enz R. Natural catastrophes and man-made disasters // Sigma. – 2008. – No. 2. – P. 1–48.

Fukui K., Fujii Y., Mikhailov N. et al. The lower limit of mountain permafrost in the Russian Altai Mountains // Permafrost and Periglacial Proc. – 2007. – No. 18, iss. 2. – P. 129–136.

Gilgen H.M., Wild H.M., Ohmura A. et al. Means and trends of shortwave irradiance at the surface estimated from global energy balance archive data // J. Clim. – 1998. – V. 11. – P. 2042–2061.

Iwahana G., Machimura T., Kobayashi Y. et al. Influence of forest clear-cutting on the thermal and hydrological regime of the active layer near Yakutsk, eastern Siberia // J. Geophys. Res. – 2005. – V. 110. – P. G02004. doi:10.1029/2005JG000039.

Jin H., Li S., Guodong C. et al. Permafrost and climatic changein China // Global and Planetary Change. – 2000. – No. 26. – P. 387–404.

Kutzbach J., Gallimore R., Harrison S. et al. Climate and biomesimulations for the past 21,000 years // Quatern. Sci. Rev. – 1998. – No. 17 (6/7). – P. 473–506.

Liepert B. Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990 // Geophys. Res. Lett. – 2002. – V. 29, No. 10. – P. 1421, doi:10.1029/2002GL014910.

Lozinski W.V. Das Sandomiers-Opalowerlöss Plateau // Globus. – 1909. – No. 96. – P. 330–334.

Manabe S., Broccoli A. A comparison of climate model sensitivity with data from the last glacialmaximum // J. Atmosphere Sci. – 1985. – No. 42. – P. 2643–2651.

Meroni M., Mollicone D., Belelli L. [et al.]. Carbon and water exchanges of regenerating forests in central Siberia // Forest Ecol. and Manag. – 2002. – V. 169. – P. 115–122.

Posner R.A. Catastrophe: risk and response. – Oxford: Oxford University Press, 2004. – 332 p.

Sheinkman V.S. Peculiarity of glaciation in the high mountains of Siberia // Data of Glaciological Studies. – 2007. – No. 102. – P. 54–64.

Sheinkman V.S. Quaternary Glaciation in the high mountains of Central and North-east Asia / J. Ehlers, P.L. Gibbard (Eds.). Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Pt III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica. – Amsterdam: Elsevier, 2011. – P. 325–335.

Sheinkman V.S. Specificity in development of glaciation in the high mountains of Siberia – an ecological aspect // Tomsk State University J. of Biol. – Tomsk, 2012. – No. 2 (18). – P. 210–231.

Sheinkman V.S., Barashkova N.K. The Pleistocene glaciation of the Siberian mountains and atmospheric circulation // Glaciers–Ocean–Atmosphere Interaction. Wallingford; Oxfordshire: IAHS Publication, 1991. – No. 208. – P. 415–423.

Short D.A., Mengel J.G., Crowley T.J. et al. Filtering of Milankovich Cycles by Earth's geography // Quatern. Res. – 1991. – No. 35. – P. 57–173.

Strahler A.N. Hypsonetria (aria-altitude) analysis of erosional topography // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1952. – V. 63. – P. 1117–1142.

Tchebakova N.M., Kolle O., Zolotoukhine D. et al. Inter-annual and seasonal variations of energy and water vapour fluxes above a *Pinus sylvestris* forest in the Siberian middle taiga // Tellus. – 2002. – V. 54B. – P. 537–551.

Tong B. Ice wedges in northeastern China // Proceedings of the 6th Int. Conf. Permafrost. V. 1. Guangzhou: Southern China University of Technology Press, 1993. – P. 617–621.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От главного редактора 7

Введение (*В.М. Плюснин*) 10

Глава 1. **ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ** (*В.М. Плюснин*) 13

Глава 2. **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ** (*А.П. Кочнев, Е.Е. Кононов*) . . 18

2.1. Сибирская платформа 20

2.2. Урало-Монгольский горно-складчатый пояс 48

2.3. Южно-Сибирская горно-складчатая провинция 49

2.4. Казахстано-Тянь-Шаньская горно-складчатая провинция . . . 63

2.5. Таймырско-Североземельская горно-складчатая провинция . . 76

2.6. Монголо-Охотская область герцинской складчатости 78

2.7. Западно-Сибирская эпигерцинская платформа 85

Глава 3. **РЕЛЬЕФ И ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ** (*В.Б. Выркин, Ю.В. Рыжов*) 92

3.1. Страна Западно-Сибирская равнина 94

3.2. Страна равнин, плоскогорий и низменностей Восточной Сибири 97

3.3. Страна гор Южной Сибири 101

3.4. Страна гор и низменностей Дальнего Востока России 110

3.5. Страна гор и равнин Северо-Востока России 111

3.6. Лаптевско-Чукотская шельфовая страна 115

Глава 4. **КЛИМАТ: СТРУКТУРА И ДИНАМИКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН НА АЗИАТСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ЗА 1975–2012 гг.** (*И.И. Ипполитов, С.В. Логинов, Е.В. Харюткина*) 117

4.1. Исходные данные и методы исследования 118

4.2. Поле температур 120

4.3. Поле давления 126

4.4. Тенденции временных изменений температуры и давления на азиатской территории России 131

4.5. Региональные особенности временных изменений температуры и давления 133

Глава 5. **ВОДЫ** (*Л.М. Корытный, А.Т. Напрасников*) 138

5.1. Водный фонд . . . . . –

5.2. Водный режим 147

5.3. Русловые процессы 157

5.4. Водный баланс 159

Глава 6. **МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА И КРИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ** (*В.С. Шейнкман*) 161

6.1. Холод как физическая характеристика элементов сибирских геосистем и фактор, контролирующий проявления криоразнообразия . . . . . –

6.2. Проблема взаимодействия многолетнемерзлых пород и ледников. Особенности ее разрешения в Сибири 167

6.3. Применение системно-географического подхода и концепция криогенных систем . . . 171
6.4. Общие закономерности формирования криогляциальных геосистем в Сибири . . . 175
6.5. Оледенение как совокупность криогляциальных геосистем . . 183
6.6. Обзор криогляциальных геосистем Сибири . . . 188

***Глава 7*. ОЛЕДЕНЕНИЕ (*В.М. Плюснин, Е.Н. Иванов*)** . . . 195
7.1. Ледники гор Сибири . . . –
7.2. Оледенение Сибирской Арктики . . . 203

***Глава 8*. ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ (*Ю.М. Семенов, Б.А. Смоленцев, Р.В. Десяткин, Л.Н. Семенова, И.А. Белозерцева*)** . . . 206

***Глава 9*. РАСТИТЕЛЬНОСТЬ (*А.В. Белов, Л.П. Соколова, В.В. Чепинога*)** . . . 231
9.1. Полярные (арктические) пустыни . . . 233
9.2. Тундровая зона . . . 234
9.3. Таежная зона (зона тайги) . . . 237
9.4. Предтундровые редколесья . . . 238
9.5. Подзона северной тайги . . . 239
9.6. Подзона средней тайги . . . 240
9.7. Подзона южной тайги . . . 243
9.8. Подзона подтайги . . . 245
9.9. Подзона лесостепи . . . 246
9.10. Степная зона . . . 249
9.11. Горные районы . . . 250
9.12. Горные тундры . . . 251
9.13. Альпийские и субальпийские луга . . . 252
9.14. Подгольцовые редколесья и заросли кустарников . . . 253
9.15. Горно-таежная растительность . . . 254
9.16. Горные степи . . . 255

***Глава 10*. ЖИВОТНЫЙ МИР (*Е.П. Бессолицына*)** . . . 258
10.1. Характеристика животного населения природных зон . . . 260
10.1.1. Тундровая зона . . . –
10.1.2. Таежная зона . . . 262
10.1.3. Подзона лесостепи . . . 265
10.1.4. Степная зона . . . 267
10.1.5. Горы Южной Сибири . . . 270

***Глава 11*. ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ (*С.Б. Кузьмин, Д.А. Лопаткин, С.И. Шаманова, Н.В. Кичигина*)** . . . 274
11.1. Опасные природные процессы и чрезвычайные ситуации . . . –
11.2. Методология и методика районирования и картографирования . . . 276
11.3. Эколого-геоморфологическое районирование . . . 289
11.4. Наводнения на реках Сибири . . . 312
11.4.1. Генезис наводнений . . . 313
11.4.2. Исторический обзор наводнений на реках Сибири . . . 316
11.4.3. Повторяемость, классы опасности и сила воздействия наводнений . . . 320

11.4.4. Характеристика ущербов от наводнений в Сибири . . . 325
11.4.5. Районирование Сибири по опасности наводнений 327

***Глава 12*. ЛАНДШАФТЫ (*Е.Г. Суворов, Ю.М. Семенов, Е.И. Кузьменко, Г.И. Лысанова*)** 331

Заключение (*В.М. Плюснин, Ю.М. Семенов*) 359

Литература 363

CONTENTS

From the editor-in-chief 7

Introduction (*V.M. Plyusnin*) 10

Chapter 1. **GEOGRAPHIC LOCATION** (*V.M. Plyusnin*) 13

Chapter 2. **GEOLOGIC STRUCTURE** (*A.P. Kochnev and E.E. Kononov*) 18

2.1. Siberian Platform 20
2.2. Ural-Mongolian mountain-fold belt 48
2.3. South Siberian mountain-folded province 49
2.4. Kazakhstan-Tien Shan mountain-folded province 63
2.5. Taimyr-Severnaya Zemlya mountain-folded province 76
2.6. Mongol-Okhotsk region of Hercynian folding 78
2.7. Epihercynian West Siberian Platform 85

Chapter 3. **RELIEF AND EXOGENOUS PROCESSES** (*V.B. Vyrkin and Yu.V. Ryzhov*) 92

3.1. West Siberian Plain 94
3.2. Plains, plateaus, and lowlands in East Siberia 97
3.3. Mountains in southern Siberia 101
3.4. Mountains and lowlands in the Russian Far East 110
3.5. Mountains and plains in northeastern Russia 111
3.6. Laptev-Chukchi shelf land 115

Chapter 4. **CLIMATE** (*I.I. Ippolitov, S.V. Loginov, and E.V. Kharyutkina*) 117

4.1. Original data and research methods 118
4.2. The temperature field 120
4.3. The pressure field 126
4.4. Trends of temporal temperature and pressure changes in the Asian region of Russia 131
4.5. Regional peculiarities of temporal temperature and pressure changes 133

Chapter 5. **WATERS** (*L.M. Korytnyi and A.T. Naprasnikov*) 138

5.1. Water resources . . . . . –
5.2. Water regime 147
5.3. Channel processes 157
5.4. Water balance 159

Chapter 6. **PERMAFROST AND CRYOGLACIAL SYSTEMS** (*V.S. Sheinkman*) 161

6.1. Cold as a physical characteristics of the elements of the Siberian geosystems and a factor controling the cryodiversity . . . . . –
6.2. The problem of interaction between permafrost rocks and glaciers. Its solution in Siberia 167
6.3. Application of the system-geographic approach and the concept of cryogenic systems 171
6.4. General regularities of formation of cryoglacial geosystems in Siberia 175
6.5. Glaciation as a set of cryoglacial geosystems 183
6.6. Review of cryoglacial geosystems in Siberia 188

Chapter 7. **RECENT GLACIATION** (*V.M. Plyusnin and E.N. Ivanov*) . . . 195
7.1. Glaciers of Siberian mountains . . . . . –
7.2. Glaciation in the Siberian Arctic 203

Chapter 8. **SOIL COVER** (*Yu.M. Semenov, B.A. Smolentsev, R.V. Desyatkin, L.N. Semenova, and I.A. Belozertseva*) 206

Chapter 9. **VEGETATION COVER** (*A.V. Belov, L.P. Sokolova, and V.V. Chepinoga*) 231
9.1. Polar (Arctic) deserts 233
9.2. Tundra zone 234
9.3. Taiga zone 237
9.4. Open-boreal woodlands 238
9.5. Northern-taiga subzone 239
9.6. Middle-taiga subzone 240
9.7. Southern-taiga subzone 243
9.8. Sub-boreal forest subzone 245
9.9. Forest-steppe subzone 246
9.10. Steppe zone 249
9.11. Mountain areas 250
9.12. Alpine tundra 251
9.13. Alpine and subalpine meadows 252
9.14. Subalpine woodlands and shrubs 253
9.15. Mountain-taiga vegetation 254
9.16. Mountain steppes 255

Chapter 10. **FAUNA** (*E.P. Bessolitsyna*) 258
10.1. Characteristics of the animal population of natural areas 260
10.1.1. Tundra zone . . . . . –
10.1.2. Taiga zone 262
10.1.3. Forest-steppe subzone 265
10.1.4. Steppe zone 267
10.1.5. Mountains of southern Siberia 270

Chapter 11. **DANGEROUS NATURAL PROCESSES** (*S.B. Kuz'min, D.A. Lopatkin, S.I. Shamanova, and N.V. Kichigina*) 274
11.1. Natural hazards and emergencies . . . . . –
11.2. Methodology and methods of zoning and mapping 276
11.3. Ecological and geomorphological zoning 289
11.4. Floods of Siberian rivers 312
11.4.1. Flood genesis 313
11.4.2. Historical review of the floods of Siberian rivers 316
11.4.3. Repeatability, hazard classes, and impact of floods 320
11.4.4. Characteristics of flood damage in Siberia 325
11.4.5. Flood hazard zoning of Siberia 327

Chapter 12. **LANDSCAPES** (*E.G. Suvorov, Yu.M. Semenov, E.I. Kuz'menko, and G.I. Lysanova*) 331

Conclusions (*V.M. Plyusnin and Yu.M. Semenov*) 359

References 363

Научное издание

ГЕОГРАФИЯ СИБИРИ В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

в 6 томах

Том 2. ПРИРОДА

Утверждено к печати Ученым советом
Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН

Редактор *З.В. Белоусова*
Художественный редактор *Н.Ф. Суранова*
Оформление обложки *Л.Н. Ким*
Корректор *Н.А. Митарновская*
Компьютерная верстка *Н.М. Райзвих*

Подписано в печать 30.09.2015. Формат 70×100 1/16.
Гарнитура SchoolBookC. Печать офсетная. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 31,6. Уч.-изд. л. 27,3. Тираж 400 экз. Заказ № 10.09/15-455

ООО “Академическое издательство “Гео”
630055, Новосибирск, ул. Мусы Джалиля, 3/1
Тел.: (383) 328-31-13, http://www.izdatgeo.ru

Отпечатано в типографии ООО “Печатный дом-НСК”
630084, Новосибирск, ул. Лазарева, 33/1, тел. (383) 271-01-30