

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ имени А. П. КАРПИНСКОГО (ВСГЕИ)

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. Р. И. Соколов	3
Стратиграфия	4
Верхний протерозой. Н. И. Соколова	5
Силурийская система. Н. И. Соколова	6
Девонская система. Н. И. Соколова	8
Каменноугольная система. Н. И. Соколова	10
Пермская система. Н. И. Соколова	12
Триасовая система. Н. И. Соколова	13
Юрская система. Н. И. Соколова	16
Меловая система. Е. В. Быковская, Н. И. Соколова	20
Палеогеновая система. Е. В. Быковская, Т. А. Баскакова	23
Неогеновая система. Е. В. Быковская, Т. А. Баскакова	25
Четвертичные отложения. О. Р. Коробова	31
Тектоника. Р. И. Соколов	33
Геоморфология. О. Р. Коробова. В. В. Соловьев	40
Гидрогеология. С. Н. Суриков	49
История геологического развития. Р. И. Соколов	57
Основные выводы. Р. И. Соколов	64
Литература	71
Литература	75
Литература	76

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаб 1 : 1 000 000

(новая серия)

Лист К-(52), (53) — Владивосток

Объяснительная записка

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия)

Лист К-(52), (53) — Владивосток

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Редактор Т. В. Бирюкова

Технический редактор А. А. Ильинова

Сдано в набор 30.01.91. Подписано в печать 24.09.91. Формат 70×108/16.
Бум. тип. № 2 Гарнитура «Литературная». Печать офсетная. Усл. печ. л. 5.

Усл. кр.-отт. 7,45. Уч.-изд. л. 8,2. Тираж 200 экз. Заказ 634. Цена 1 р.

Бессовозный орден Ленина научно-исследовательский геологический институт
имени А. П. Карпинского (ВСГЕИ). 199026, Ленинград, Средний пр., 74.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист К-(52)-(53) — Владивосток. Объяснительная записка. Т. 1991, № 1. УДК 55 (57163)

геологии СССР. ВСЕГЕИ).

Обобщен фактический материал по стратиграфии, интразионным образованиям, тектонике, геоморфологии и историю геологического развития южной части Приморского края. Использованы данные геологических и геофизических съемок, разведочных и поисковых работ, основные результаты геологических исследований до 1983 г.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией СССР.

Табл. 1, ил. 4, синек. лист 89 изв.

Материалы по листу К-(52), (53) — Владивосток рассмотрены и рекомендованы к печати на заседании Главной редакции Госгеокарты СССР.

Редакционная группа Главной редакции Госгеокарты СССР:

Г. Н. Шапошников (председатель), Г. П. Александров, Г. С. Ганкин,

Н. К. Зайцев, К. Б. Илюхин, С. Н. Стрельников.

Ответственный редактор Р. Н. СОКОЛОВ

Территория листа К-(52), (53) расположена на юге Приморского края. Подробная характеристика физико-географических и экономических особенностей этого района дана в ряде опубликованных работ [23, 24, 89], поэтому здесь приводятся сжатые общие сведения.

В пределах листа расположены южная часть Сихотэ-Алинской горной области и восточная часть Восточно-Маньчжурского нагорья, которые на юге и востоке ограничены берегом Японского моря. Сихотэ-Алинь — это в основном среднегорье с абсолютными отметками 500—1000 м. Только отдельные вершины имеют большие высоты (гора Облачная — 1856 м). Восточные отроги Сихотэ-Аллана расщеплены на ряд хребтов северо-западного направления (хр. Ольгинский и др.), в западной части преобладают хребты северо-восточного или широтного направления (хр. Ливадийский, горы Пржевальского и др.). Склоны гор на большей части побережья, кроме устьев крупных рек, ограничиваются обрывами. В Восточно-Маньчжурском нагорье абсолютные высоты обычно не превышают 500—600 м, с отдельными вершинами до 800 м. В западной части территории располагается Борисовское и Шкотовское вулканические плато. Между этими плато, а также в районе Зал. Посьет имеются небольшие участки равнин.

Береговая линия вдоль восточного побережья слабоизвилиста с небольшими серповидными бухтами. Западнее м. Поворотный развит риасовый тип берегов, обусловивший образование многочисленных полуостровов, островов, бухт и заливов. Вдоль всего побережья простирается узкий, обычно каменистый или пестрый галечниковый пляж шириной 5—20 м, местами прерываемый скалами, выступающими в море. Ниже уровня моря прослеживается морская терраса шириной до 200 м, пологий шельф шириной 15 км, на юге до 40 км, и крутоя материковый склон до глубины 2—2,5 км. В пределах подводной террасы и шельфа наблюдается продолжение наземных речных долин, которые на материковом склоне переходят в узкие каньоны. Вдоль западного побережья Зал. Петра Великого имеется большое количество соленных озер — лагун и заболоченных участков. Наиболее крупной является р. Раздольная, имеющая равнинный характер. Ее протяженность в пределах СССР около 160 км. Остальные реки типично горные и имеют протяженность не более 150 км.

Климат муссонный, со среднегодовой температурой +5,7°. На побережье зимой часто бывают штормы, а летом и зимой тайфуны, привносящие обильные осадки и приводящие к наводнениям. Количества осадков в равнинных районах около 600 мм, в горных — до 850 мм, в некоторые годы — до 1000 мм. Южное Приморье — наиболее освоенная часть Советского Дальнего Востока. Здесь развиты рыбный, судоремонтный, деревообрабатывающие, машиностроительные отрасли. В городах и поселках имеются предприятия легкой и пищевой промышленности. Важное место в экономике занимает горнодобывающая, в основном угольная промыш-

ВВЕДЕНИЕ

ленность, центрами которой являются города Партизанск и Артем. Район обеспечен различными каменными строительными материалами. Высокой культурой отличается сельское хозяйство. В пределах территории расположены краевой центр г. Владивосток, порт Находка, города Уссурийск, Партизанск, Артем и многочисленные поселки. Владивосток является крупнейшим промышленным, культурным и научным центром, а также центром транспортных перевозок Советского Дальнего Востока. Во Владивостоке оканчивается Транссибирская железнодорожная магистраль. Через Владивостокский порт и порт Находка осуществляются морские перевозки вдоль всего побережья восточных морей СССР и морские торговые связи СССР со многими странами мира.

Сведения об истории геологического изучения Приморского края, в том числе и описываемого района, изложены в работах Э. Э. Анерта [2, 3], В. А. Обручева [66, 67], Л. Н. Хетчикова [23], А. Н. Криштофовича [50—53], И. И. Берсенева [10], С. А. Салгана [76], в XXXII томе «Геология СССР» [24], в ряде выпусков XXIX тома «Геологическая изученность СССР».

Первые сведения о геологическом строении территории были получены от географов и относятся к 50—60 годам XIX в. Более интенсивно геологические изыскания проводятся в период строительства Транссибирской железной дороги (конец XIX — начало XX в.), хотя в это время исследования носили маршрутный характер и давали только самые общие представления о геологии района.

К концу XIX в. относятся работы И. И. Боголюбского (1876), А. И. Усольцева (1864), М. Янковского (1881), В. П. Маргаритова (1888). Важнейшие сведения по стратиграфии палеозоя и мезозоя были получены экспедицией Горного ведомства под руководством Д. А. Иванова (1888—1894) и др. Более широко геологические исследования стали проводиться с организацией Дальневосточного отделения Геологического комитета (1920), преобразованного в 1929 г. в ДВГУ, а затем в Дальневосточный геологический трест. В 1935 г. при Дальневосточном филиале АН СССР создается геологический отдел.

Сотрудники Дальгеолкома Э. Э. Анерт, П. В. Виттенбург, М. К. Елиашевич, А. И. Козлов, А. Н. Козлов, А. Н. Криштофович, М. А. Гавлов, И. А. Преображенский, Б. М. Штемпель и др. внесли большой вклад в дело изучения геологии и полезных ископаемых района. В эти годы закладываются основы стратиграфии и начинаются систематические изучения ископаемой фауны и флоры. Наиболее значительные обобщения были проведены Д. Ф. Масленниковым, Л. Д. Кипарисовой, В. Д. Пригадой, Н. С. Куйжинской-Воронец, А. Н. Криштофовичем, Б. М. Штемпелем и др. Тогда же создаются первые схемы тектоники, магматической деятельности, открывается ряд месторождений угля, строительных материалов и минеральных источников.

С конца 40-х годов на территории начинаются планомерные, систематические, комплексные геологические съемки среднего, а в горнорудных районах и крупного масштаба. Эта работа в 40-е и 50-е годы выполнялась большой армией специалистов разных организаций, а позднее — геологами ПГО «Приморгеология».

В настоящее время территория листа полностью покрыта геологической съемкой среднего масштаба и на 80% — крупного масштаба. Проведено большое количество тематических исследований по стратиграфии и палеонтологии,магматизму, тектонике, гидрогеологии, геоморфологии, глубинному строению, полезным ископаемым.

Геологосъемочные и тематические работы обеспечивают современные представления о геологическом строении, истории геологического развития и закономерностях размещения полезных ископаемых, а также позволили составить ряд сводных геологических карт разного масштаба [26, 27] и монографий [24].

Геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 листа К-(52), (53) составлена на основе геологических съемок среднего и крупного масштаба. При ее составлении выяснилось, что материалы съемочных работ, проведенных в разные годы, не всегда были взаимно между собой. Новые находки фундаментальные, определения радиологического возраста пород заставили внести поправки в представления о возрасте и объемах стратиграфических подразделений и магматических комплексов. Новые материалы и существующие противоречия во взглядах разных исследователей на геологическое строение рассматриваемой территории тщательно анализировались и на публикуме карте отражались наиболее основные решения, подтвержденные геологическими фактами. С целью уточнения ряда вопросов по стратиграфии, магматизму были проведены специальные ревизионные работы в бас. р. Партизанская.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории известны отложения от верхнего протерозоя до современных включительно, за исключением кембрийских и ордовиковых. Неоднородность состава одновозрастных отложений в разных частях региона обусловлена их формированием в различных структурно-формационных зонах (рис. 1). Для рассматриваемой территории нет общепринятой схемы районирования. Предложенное в данной записке районирование основано на анализе материалов крупномасштабных геологических съемок, проведенных в последнее десятилетие. При разработке схемы районирования учтены представления предыдущих исследователей [11, 58].

Верхнепротерозойские образования достоверно известны только на юге Ханкайской зоны. Предполагается наличие аналогичных образований в Южно-Приморской зоне. Средне- и верхнепалеозойские терригенные, кремнисто-терригенные и вулканогенные геосинклинальные отложения распространены в Центрально-Сихотэалинской и Прибрежной зонах, а субаэральные кислые и средние эффузивы — в Даубихинской (Арсеньевской) зоне. Преимущественно терригенные, реже кремнисто-терригенные и вулканогенные многосингенитальными отложениями от конца верхней перми до верхнего мела образованы Восточно-Сихотэалинская зона; угленосные фации триаса и мела присутствуют в Партизанской зоне. Субаэральные кислыми и средними вулканитами верхнего мела и палеогена сложены Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс и Пржевальская зона. Кайнозойскими осадочными толщами выполнены наложенные впадины, а неоген-четвертичные базальты слагают обширные плато.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Наиболее древние образования в Ханкайской зоне распространены фрагментарно и представлены только в верхнем протерозое (PR_2).

Эти образования выделяны восточнее д. Осиновка, на водоразделе рек Осиновка — Раковка, на левобережье р. Раковка. Восточнее д. Осиновка толща с юга и юго-запада прорвана палеозойскими гранитами, а северо-восточная перекрыта мощным чехлом четвертичных и неогеновых отложений. На водоразделе Осиновка — Раковка и восточнее д. Осиновка верхнепротерозойскую толщу слагают преимущественно филлиты и филлитовидные углисто-глинистые сланцы (до 150 м) с прослоями и линзами кварк-серпентитовых и кторит-серпентитовых сланцев, а также известковистых сланцев. Среди сланцев отмечаются красно-бурые и буроватые метаморфизованные андезитовые порфириты, местами превращенные в

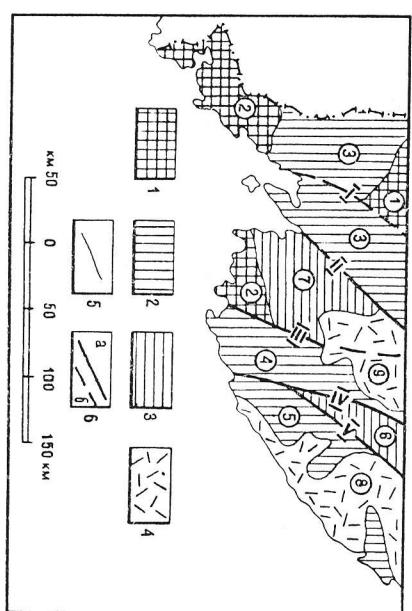


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования.

$I - 4$ — возраст структурно-формационных зон: I — протерозойско-раннепалеозойские, 2 — средне-позднепалеозойские, 3 — позднепалеозойско-мезозойские, 4 — мезозойско-кайнозойские; 5 — границы зон, 6 — основные разломы; a — достоверные, b — предполагаемые. Название зон (цифры в кружках): 1 — Ханкайская, 2 — Южно-Приморская, 3 — Даубихинская (Арсеньевская), 4 — Центрально-Сихотэалинская, 5 — Прибрежная, 6 — Восточно-Сихотэалинская, 7 — Партизанская, 8 — Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, 9 — Пржевальская, Наваильская разломы; I' — Западный Сихотэ-Алинский, II — Даубихинский, III — Партизанский (Сычанский), IV — Центральный Сихотэ-Алинский, V — Прибрежный.

глиноподобную массу. Контакты порфириотов с вмещающими породами согласные (А. Ф. Крамчанин и др., 1965). Видимая мощность нижней части разреза восточнее д. Осиновка более 470 м.

К северо-востоку от г. Уссурийска (гора Видная), по к. Кислый и севернее д. Раковка, по данным А. Ф. Крамчанина и др. (1965), толща сложена главным образом известняками и доломитами видимой мощностью до 150 м. Совместно с известняками встречаются кварцито-видные песчаники и слюдистые кварциты. В зонах контактового метаморфизма углисто-глинистые и глинисто-серпентиновые сланцы превращены в хнастолитовые сланцы, а филлитовидные сланцы — в мусковитовые и двуслюдянные. А. Ф. Крамчанин и др. (1965) отложения района д. Осиновка выделяли в митрофановскую, а севернее г. Уссурийска — в первомайскую и березовскую свиты. К верхнему протерозою толща отнесена на основании сходства ее состава с насыпьюской и лузановской толщами Возднесенского района, где в аналогичных отложениях обнаружены остатки онкологов и катаграфий [27, 56, 57].

В последнее время появились данные о возможном протерозойском возрасте части образований, приуроченных к крупным телам габброидов.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

К силуру условно отнесены отложения, распространенные в Центрально-Сихотэалинской зоне в бас. р. Кривая (правый приток р. Кильчевка). М. Н. Ивантишиным в 1932 г. эти отложения объединились в кривинскую свиту. Ф. А. Пискуновым в 1958 г. свита была переведена в ранг серии и под этим названием вошла в региональные стратиграфические схемы.

Для пород кривинской серии (*S_{kr}*) характерна быстрая брекчирование разностей, широкое распространение обогащенных пород. По преобладанию в разрезе тех или иных пород серия подразделяется на три согласно залегающие толщи. Нижняя (около 1000 м) представлена преимущественно кварц-хлоритовыми и кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами с простоями и горизонтами кремнистых пород, филютами, реже глинистыми сланцами. Средняя толща (около 1300 м) сложена диабазовыми и андезитовыми порфиритами, кремнистыми породами, кремнисто-глинистыми и хлорит-кремнистыми сланцами, а верхняя толща (700—800 м) — кремнистыми породами, песчаниками тuffогенными, полимиктовыми и арковыми, глинистыми сланцами, реже алевролитами и туфами андезитовых порфиритов. Кремнистые породы серии часто имеют кварцитовый облик.

На правобережье р. Киевка в 7 км западнее с. Свободное В. Ф. Головиковым и Н. Г. Мельниковым в 1966 г. из мраморизованных известняков, входящих в состав верхней толщи, собраны остатки криптонидей *Pentagonaliscus* sp., *Cyclostomoides* sp., наиболее близкие, по определению Ю. А. Дубатоловой, к среднепалеозойским формам [24]. Из этой же коллекции В. П. Дубатоловым и В. И. Хромых обнаружена условно к *Scyliurus* (*S.*) отнесенная рассланцованные тuffоконгломераты, чередующиеся с горизонтами метапорфитов, желтовато-розовых метаморфизованных песчаников, сильно перемятых кремнистых сланцев, кварцо-хлоритовых и кварцево-амфиболовых сланцев. Мощность толщи около 500 м.

В Хасанском районе к силуру условно отнесены диабазы и диабазовые порфириты, кварц-карбонатные сланцы и известняки, иногда доломитизированные (более 530 м).

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

В пределах листа выделяются отложения среднего и верхнего отелов. Средний девон представлен континентальными вулканогенными толщами и осадочной лютогорской свитой, а верхний девон — морскими отложениями.

Средний отдел

Среднеевонские вулканогенные отложения (*D₂*) севернее с. Известка с размывом перекрыты пермскими образованиями [27]. На территории листа нижние части разреза не обнаружены. Вулканогенные отложения расчленяются на две согласно залегающие толщи.

Нижняя толща видимой мощности 400—500 м распространена в бас. рек Артемовка, Илистая, Комаровка. Она сложена андезитами, дайками, их туфами и туфловавами. Мощность отдельных потоков лав и пачек туфов от 8 до 40 м. Наиболее широко распространены спекшиеся туфы и туфловавы.

Верхняя толща в бас. рек Артемовка, Илистая, Раковка, Арсеньевка сложена измененными риолитами, иногда шелочными, дайками, редко андезидитами и пирокластами. Преобладают породы типа игнimbритов и туфы различной структуры — от пепловых до агломератовых. В Междуречье Илистая — Арсеньевка С. Р. Роберман и др. (1969) делают толщу на три согласно залегающие пачки. Первая представлена переслаивающимися игниспумитами риолитов и их щелочных разностей,

игнимбритами и спекшимися псаммитовыми туфами, а также невыдержаными по простиранию потоками риолитов и дацитов с редкими линзами лапилливых, псаммитовых и пепловых туфов. Мощность 1600—1800 м. Вторая пачка (700—600 м) сложена главным образом массивными дацитами и в меньших количествах — псаммитовыми туфами. Третья пачка образована преимущественно туфами, реже игнимбритами. Риолитов различной структуры — от пепловых до агломератовых, преобладают псаммитовые, псефо- псаммитовые и псефитовые разности (1200—1500 м).

Возраст вулканогенной толщи датируется средним девоном на основании того, что в районе с. Известка она с размывом перекрывается толщей туфаэлевровитов и туфопесчаников с остатками среднедевонских растений [39].

Лютогская свита (*D₂/I*) выделена в 1940 г. М. Г. Золотовым в бас. р. Арсеньевка и, на основании находки в ней единичных остатков *Lepidodendron* sp., была отнесена к карбону [60]. Отпечатки девонских растений в плитчатых алевролитах впервые обнаружили Б. А. Иванов в 1965 г. в стратотипическом разрезе свиты на правом берегу р. Арсеньевка севернее с. Виноградовка, а Л. А. Изосов — в толще тuffогенно-осадочных пород в бас. р. Черниговка близ с. Флегентово. По мнению В. А. Краснова, определившего в коллекции *Germatophyton* и *Hostimella*, возраст растительных остатков раннелютогский. В последующие годы растительные остатки из отложений свиты с. Виноградовка, в бас. рек Артемовка, Арсеньевка, Черниговка были собраны С. Р. Роберманом, М. А. Евлановой, А. А. Брюсеком, Н. Г. Мельниковым и др. Н. М. Петросян, Г. П. Радченко, определившие эти растительные остатки, относят вмещающие породы к среднему девону.

О. Г. Старовым и др. (1982) лютогская свита закартирована прерывистой полосой от бас. р. Лев. Илистая до бас. р. Артемовка. Здесь свита повсеместно залегает на корах выветривания среднедевонских вулканитов и несогласно перекрывает вулканогенными отложениями. По литологическим признакам свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю (до 250 м), сложенную преимущественно граувакковыми песчаниками с простоями алевролитов, туфлитов, гравелитов и глин, и верхнюю (до 400 м), представленную в основном туфлитами, имеющими облик кремнеподобных алевролитов, среди которых отмечаются прослои туфов кислого состава, алевролиты, песчаники, а в верхах разреза — матомочные прослои гравелитов.

В верховьях р. Артемовка в основании верхней подсвиты в туфитах собраны растительные остатки: *Tachiorhoda* sp., *Karpinella* sp., *Protoperidium* (?) sp. (определения В. И. Бураго).

Отложения (?) свиты в небольших тектонических блоках в бас. рек Арсеньевка, Суровка, Комаровка, по данным Н. Г. Мельникова (1973), сложены арковыми или существенно кварцевыми песчаниками, гравелитами, мелкогалечными конгломератами, углисто-глинистыми сланцами, кремнистыми туфами, туфлитами и пепловыми туфами. Видимая мощность до 1550 м. В основании разреза лежит горизонт базальных конгломератов мощностью от 1 до 13 м, в которых преобладает галька кислых эфузивов с тонким и розовато-серого цвета. На конгломератах без видимого несогласия залегает пачка переслаивающихся кремнистых и пепловых туфов, местами превращающихся в туфы, содержащих многочисленные остатки среднедевонских *Arthropoteris* sp., *Arthropoteris tenuis* Рег. (определения Н. М. Петрова). На правобережье р. Артемовка против устья руч. Анник в этих породах, наряду с остатками растений, найдены отпечатки мелких раковин *Lingula* (определения Б. В. Коцергина).

Верхний отдел

3. Кремнистые породы тонкостойкие светло-серые с редкими линзами
известковистых песчаников и известняков

150

О т л о ж е н и я в е р х н е г о д е в о н а (D_3) обнаруживаются в текtonическом блоке на левобережье р. Аввакумовка, где слагают известняковый массив горы Фудинов Камень. По данным Ф. И. Ростовского и др. (1981), преобладают массивные, часто мраморизованные известняки. На северо-западном склоне горы среди массивных разностей выделяется пачка (до 100 м) тонкослоистых известняков, в основании которых встречены (по скважине) прослой спилитов видимой мощностью 3 м. Область мощность толши известняков — 300 м.

Возраст толщи установлен по находкам фораминифер — *Paralitharameirota* sp. (cf. *paulis* Yuk), *Irregularina* sp., *Tuberitina* sp., *Cribrospatulaeotoides* sp., *Bisphaera* sp., *Septalounayella* sp., *Quasiendothyra* cf. *communis* (R a u s.), которые А. Г. Никитина и Б. В. Поярков считают позднедевонскими (фаменскими).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

В пределах листа выделяются отложения нижнего, среднего и верхнего отделов.

Нижний отдел

Н и ж н ё к а м е н н о у г о л ъ и ю е отложения (C_1) обнаруживаются на небольших участках в бас. р. Аввакумовка. Толща была выделена в 1954 г. в бас. кл. Скалистая Речка под названием скалистая свита [37], (А. И. Жамойда и др., 1955). Впоследствии свита была отнесена к рангу серии — скалистогорская серия (В. В. Верениников, 1968), а в соответствии с решением III Стратиграфического совещания (Владивосток, 1978) серия была переведена в ранг толщи. Кремнистые породы, известняки, спилиты, известковистые и аркозовые песчаники разбиты на водоразделах кл. Скалистая Речка — р. Аввакумовка, р. Аввакумовка — Паль Кабанья.

По данным Ф. И. Ростовского и др. (1981), характер разреза в районе кл. Скалистая Речка следующий (снизу):

1. Кремнистые породы светло-серые, видимая мощность	м
2. Известняки серые массивные с маломощными (3—4 м) прослойками спилитов	100
3. Кремнистые породы светло-серые с линзами и простоями серого массивного известняка с линзами фораминиферами	100—180

В юго-западном направлении наблюдается замещение известняков кремнистыми породами. Мощность толщи в районе кл. Скалистая Речка до 400 м.

На водоразделе р. Аввакумовка — Паль Кабанья толща с размытым залегает на верхнедевонских известняках. На северо-западном склоне горы Фудинов Камень толща имеет следующий разрез (снизу):

1. Спилиты, замещающиеся в северо-западном направлении кремнистыми породами	м
2. Известковистые песчаники с линзами известняков, сцепляющиеся в северо-западном направлении легко- и среднезернистыми аргиллитовыми песчаниками	100

1. Спилиты, замещающиеся в северо-западном направлении кремнистыми породами

2. Известковистые песчаники с линзами известняков, сцепляющиеся в северо-западном направлении легко- и среднезернистыми аргиллитовыми песчаниками

Средний—верхний отделы

К средне-верхнекаменноугольным отложениям в Центрально-Сихотэалинской зоне отнесена самарканская свита (C_2-3sm), распространенная в бас. р. Уссури и на правобережье р. Грушевая. Термин самарканская свита введен в геологическую литературу Хабаровским межведомственным совещанием по разработке унифицированных схем для Дальнего Востока (1956). Схематично стратиграфия описана в 1953 г. у с. Самарка А. И. Жамойдой, более детально — В. Н. Смирновым. В бас. рек Уссури и Грушевая отложения свиты изучались И. П. Макухиной (1959), Н. И. Буяновым, А. М. Нехорошевым (1960—1961), Ю. П. Бидюком (1960—1962).

Самарканская свита сложена глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками полимиктовыми и туфогенными, кремнистыми породами, спилитами и их туфами, редкими линзами известняков. Кремнистые породы залегают в виде линз мощностью до 200 м и протяженностью 1,5—3,5 км. Спилиты образуют внутриформационные покровы мощностью до 100 м, но по простиранию выклиниваются и замещаются алевролитами и песчаниками. Мощность известняков — 0,2—10 м. Видимая мощность свиты около 2000 м [24]. На правобережье р. Уссури в верхней части разреза преобладают песчаники и глинистые сланцы, а в средней увеличивается количество кремнистых пород, спилиты присутствуют в подчиненном количестве. В бас. р. Уссури свита согласно перекрывает отложениями ультековской свиты, а на территории, прилегающей с севера, согласно залегает на нижнекаменноугольной (?) маляновской.

В бас. кл. Партизанский (левый приток р. Уссури) в линзе известняков из верхней части самарканской свиты обнаружены фораминиферы *Triticites* sp., *Tuberitina* sp., *Fusulinella* ex gr. *pulchra* R a u s. et B e l., *Paleotextularia* sp., *Fusulinella* sp., *Miliolidae*, *Textularidae* (определены А. Г. Никитиной). Данный комплекс характерен для верхнего карбона Средней Азии, Западной Сибири и Дальнего Востока. На сопредельной с северо-востока площасти в известняках самарканской свиты содержатся фораминиферы среднего карбона, а близ с. Самарка — позднего карбона. На основании определений остатков фораминифер самарканская свита относится к среднему — верхнему карбону [24].

По данным М. И. Сосиной [24], некоторые линзы известняков самарканской свиты содержат, наряду с позднекаменноугольными, и раннепримские фораминиферы. Севернее территории данного листа многими исследователями в разные годы (В. Н. Смирнов, 1956—1958; Ю. Н. Максименко, 1970; О. Г. Старов, 1970—1974; В. К. Елисеева и др., 1976;

Н. Г. Мельников и др., 1978) из отложений, относимых к самаркинской свите, собраны многочисленные ископаемые остатки двустворчатых моллюсков, кораллов, радиолярий и кондонтов каменноугольного, пермского и мезозойского Возрастов. Эти данные указывают на то, что, по-видимому, часть отложений относится к самаркинской свите ошибочно.

В районе горы Белой (Прибрежная зона) к среднему карбону (C₂) Н. С. Полторацкой отнесены известняки (до 450 м), содержащие фораминиферы *Fusulinella cf. eorulchra* Rauss., *F. cf. pseudoboscivariag. convoluta* Lees et al., *Chep* и др. мелкие фузулины *Profusulinella rarta* Lees et al., *Chep* и др. По мнению М. И. Сосниной, эти известняки являются среднекаменноугольными.

Верхний отдел

Удековская свита (*Sid*) выделена А. И. Бурда и Ф. А. Пискуновым в 1955 г. в бас. рек Уссури и Журавлевка. Терриtorиально свита приурочена к району развития нижележащей самаркинской свиты. Сложена удековской свите песчаниками, иногда с примесью тuffогенного материала, с редкими горизонтами (до 20 м) алевролитов, алевритистых, реже глинистых сланцев. В бас. р. Уссури с полистилационными перекрывающими отложениями свита залегает согласно. Нижняя граница удековской свиты устанавливается по истиеновению кремней в разрезе самаркинской свиты (Ю. П. Бидок и др., 1968). Мощность свиты в бас. р. Уссури — 700 м [24].

Удековская свита лишена органических остатков. Возраст определяется условно как позднекаменноугольный на основании согласного залегания ее выше самаркинской свиты, содержащей позднекаменноугольную фауну, и ниже субчарской, охарактеризованной раннепермской фауной.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ—ПЕРМСКАЯ СИСТЕМЫ

Нерасчлененные и обделенные отложения карабоновой и пермской Чернай, Партизанская, Маргаритовка, Аввакумовка, Мокруша. Ведение индекса широкого возрастного диапазона вызвано тем, что на отдельных участкахтолщи однотакового или близкого литологического состава обнаруживаются в тектонических блоках и в разных блоках содержат остатки разновозрастной фауны. На некоторых участках введение такого индекса обусловлено невозможностью расчленения толщи в силу разрешающей способности карты. В частности, наиболее полный сводный разрез каменноугольных—нижнепермских отложений наблюдается в районе горы Зарод [63]. По данным А. Г. Никифоровой (1980), разрез имеет следующее строение. Самыми древними отложениями горы Зарод являются известняки раннекаменноугольного возраста с остатками фораминифер *Eostaffella mediokris* Vis s., *E. breviskula* Yan., *E. ex gr. mosquensis* Vis s., *Pseudendothyra struvei* (Moell.), *Endothyrapopsis crassa* Bagd., *Archaeiscus pustulus* Grodz. et Leb. и др. и единственной находкой *Productus giganteus*. Мощность известняков 550—600 м.

Известняки нижнего карбона без перерыва сменяются известняками башкирского яруса среднего карбона (500—550 м), охарактеризованными эпиграффеллами, псевдоэндоптирами, археодисками и др., а затем известняками московского яруса (150—160 м) с остатками фузулинид *Fusulinella pulchra* Rauss. et Bell., *F. eorulchra* Rauss., *F. subpulchra* Rauss. и др.

Известняки среднего карбона со слабым размытом перекрываются известняками верхнего карбона (?) мощностью 15—40 м с фауной триптилов.

Выше с размывом залегают известняки нижней перми с фауной кораллов, фораминифер и мшанок. Видимая мощность 300—350 м. Терригентным аналогом рифогенных известняков нижней перми являются эфузивно-кремнистые отложения (800—900 м). Платформенный края, содержащие в глыбе известняка фауну фораминифер нижнепермского возраста. Самыми молотыми осадочными образованиями в районе горы Зарод является кремнисто-песчаниковая толща (до 520 м), относящаяся к мокрушинской свите.

На остальных участках нерасчлененные каменноугольные и пермские отложения представлены алевролитами, песчаниками, кремнистыми сланцами, иногда с частотами спилитов, миндалекаменных лавазов и андезитов. В разных частях разрезов присутствуют липзы известняков.

По данным Б. И. Васильева (1956), на п-ове Дунай в нижней вилочной части свиты залегают афировые и плагиоклазовые порфириты, ритолиты и кварцевые порфириты (около 250 м). Выше свита (около 500 м) сложена перемежающимися покровами лав и пластами лавобрекции плагиоклазовых, афировых и кварцевых порфиритов. В верхах свиты появляются прослои линзы грубобломонных туфов, туфоконгломератов, песчанистых алевролитов и кремнистых аргиллитов.

Б. К. Епесеевой [36] найдены остатки *Angarapteridium bicostatum* Tschirg., *Noeggerathiptopsis cf. intermedia* Radcz., а на побережье бухты Разбойник Б. И. Васильевым собраны *Sphenopteris austica* Zal., *S. imitans* Neib., *Cardionecta* cf. *torquensis* Zal., *Evetkiella orientalis* Radcz. и др., по мнению Г. П. Радченко, характеризующие артинский ярус. В бухте Конюшково из простой кремнистого аргилита Б. И. Васильевым (1965) собраны остатки *Zamopteris schmalhausenii* Schved., *Noeggerathiptopsis derzavini* Neib., *N. paradoxa* Radcz. (MS), *Neptopsis orientalis* Radcz. (MS), *Carpolites obensis* Tschirg. и др. По заключению Г. П. Радченко, слой, содержащий данную флору, относится к верхней части кунгурского яруса.

Пермская система

Пермские отложения представлены вулканогенным и осадочными толщами нижнего и верхнего отделов.

Нижний отдел

Дунайская свита (*Ridge*) выделена в 1948 г. Н. А. Бетяевским и В. Д. Принадой на п-ове Дунай. Основание свиты нигде не вскрыто. По данным Б. И. Васильева (1956), на п-ове Дунай в нижней вилочной части свиты залегают афировые и плагиоклазовые порфириты, ритолиты и кварцевые порфириты (около 250 м). Выше свита (около 500 м) сложена перемежающимися покровами лав и пластами лавобрекции плагиоклазовых, афировых и кварцевых порфиритов. В верхах свиты появляются прослои линзы грубобломонных туфов, туфоконгломератов, песчанистых алевролитов и кремнистых аргиллитов.

Б. К. Епесеевой [36] найдены остатки *Angarapteridium bicostatum* Tschirg., *Noeggerathiptopsis cf. intermedia* Radcz., а на побережье бухты Разбойник Б. И. Васильевым собраны *Sphenopteris austica* Zal., *S. imitans* Neib., *Cardionecta* cf. *torquensis* Zal., *Evetkiella orientalis* Radcz. и др., по мнению Г. П. Радченко, характеризующие артинский ярус. В бухте Конюшково из простой кремнистого аргилита Б. И. Васильевым (1965) собраны остатки *Zamopteris schmalhausenii* Schved., *Noeggerathiptopsis derzavini* Neib., *N. paradoxa* Radcz. (MS), *Neptopsis orientalis* Radcz. (MS), *Carpolites obensis* Tschirg. и др. По заключению Г. П. Радченко, слой, содержащий данную флору, относится к верхней части кунгурского яруса.

Нижний—верхний отделы

Нижнечернепермские нерасчлененные отложения (Р₁₋₂) в отдельных районах территории выделяются под разнообразными (поселковая, абрекская, весенниковая свиты; толща глинистых и углисто-глинистых сланцев). В этих отложениях в 16 пунктах обнаружены многочисленные остатки растений и животных. Среди остатков растений, насчитывающих 95 форм, Г. П. Радченко выделяет два разновозрастных комплекса, встречающихся совместно [36]. Комплекс, содержащий виды *Amplaria usiatisensis* Radcz., *Ptychoceraspis ptychoceroides* f. *serotina* Radcz., *Pecopteris compta* Zal., *Sphenopteris zaleskii* Radcz., *Noeggerathropsis derzavini* f. *angustata* Radcz., *Calycocarpis crassus* Taga s., по мнению Г. П. Радченко, соответствует кунчурскому ярусу, а комплекс с *Koretoptylites neocalamitoides* Radcz., *Gamophyllites* cf. *iljinikenensis* Radcz., *Noeggerathropsis oblongata* Radcz.—началу поздней перми.

Среди найденных остатков песчаников, пачковавших для нижней перми, по мнению М. В. Кулакова, являются *Psacundotomia concentrica* Dick, *Blanjeridinia ostium* Wag. и *Pseudomussium seiccus* Verr. Таким образом, обнаруженные в рассматриваемых отложениях органические остатки позволяют на данном этапе изученности относить их по времени образования к концу ранней—началу поздней перми.

Наиболее полный разрез (без нижних частей) наблюдается на о. Русский. Здесь видимый разрез начинается пачкой (250 м) песчаников от мелкозернистых до гравийных (275 м) крупно- и среднезернистые аркозовые песчаники ритмично чередуются с глинистыми песчаниками и углисто-глинистыми сланцами. Среди аркозовых песчаников присутствуют отдельные пласти косослоистых кварцевых песчаников. Углисто-глинистые сланцы, иногда с пропластками угля, содержат обильные растительные остатки. Ритмично построенная пачка перекрыта мелко-, средне- и крупнозернистыми аркозовыми и кварцевыми песчаниками (355 м), сменяющимися выше сначала пачкой (250 м) глинистых песчаников с остатками раковин пелешипа, а затем (50 м) пачкой алевролитов, переслаивающихся с углисто-глинистыми сланцами. Верхние части разреза (15 м) сложены туфогенными песчаниками и углистыми сланцами. Общая мощность разреза около 1200 м.

В Хасанском районе разрез толши (более 1200 м) наблюдается в бас. р. Цукановка. Здесь, примерно в равных количествах, присутствуют преимущественно диабазовые порфириты и пегматитовые и алевритовые туфы; реже встречаются маломощные прослои (до 1,5 м) окременных пепловых туфов. Мощность отдельных пачек туфов достигает 40 м и более, а потоков лав — 140 м.

Верхний отдел

Книзам верхней перми относится Владивостокская свита (Р_{2v1}), выделенная в 1964 г. А. И. Бурдэ и Н. Г. Мельниковым в районе г. Владивостока. Свита распространена главным образом в бас. рек Барашевка, Нарва, на островах Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда, Римского-Корсакова и на п-ове Муравьева-Амурского. Сложена свита базальтами, андезитами и их туфами, алевролитами, туфами, риолитами и их туфами. Несмотря на сравнительно небольшую мощность свиты (400—800 м) состав ее заметно меняется с юга на север. На юго-западе территории (Хасанский район) преобладают спиллы, базальты, андезиты и их туфы, а на севере (Пограничный район)— песчаники и алевролиты. В нижней части свиты присутствуют остатки шланок и брахиопод, а в верхней — двустворок и флоры. На п-ове

Муравьева-Амурского, по данным А. И. Бурдэ [24], свита залегает с преобладанием угловых несогласий на нижне-верхнепермской толще. По нижняя подсвита (320—1000 м) сложена порфиритами, туфами, туфобрекциями, туффитами, песчаниками, алевролитами, а в верхней (110—850 м) — фельзитами, фельзант-порфирами, туфами, туффитами, туфобрекциями, лавобрекциями, песчаниками и алевролитами. В междуручье Полыниха — Арсеньевка И. П. Черныш (1965) к владивостокской свите относит толщу эфузивов, в нижней части которой (400—700 м) распространены в основном эфузивы среднего состава и их туфы, а в верхней (200—650 м) — эфузивы кислого и основного состава, их туфы и алевролиты. В бас. р. Партизанская вулканогенно-осадочная толща (до 500 м) характеризована остатками флоры, близкими к владивостокскому флюристическому комплексу [62].

Возраст свиты устанавливается на основании определений растительных остатков: *Pecopteris arcuata* Hall, *Callipteris sahnii* Zal., *Comia primitiva* Neub., *Comia congermana* (Zal.) Bieg., *Lobatannularia lingulata* (Hall) Hall, *Schizoneura striata* Kaw. et Kop., *Rhipidopsis angustilobata* Radcz. и др.

Средние эфузивы владивостокской свиты по химическому составу относятся к пересыпанным SiO₂, богатым шлеками породам, находящимся между андезитами и дацитами, с одной стороны, и трахитами и кератофирам (Г. М. Колмак и др., 1980).

Чандалазская свита (Р_{2v2}), выделенная Д. Ф. Масленниковым в долине р. Чандалазской и горы Чандалаза, закартирована в бас. рек Артемовка, Суворовка, Арсеньевка, Комаровка, Стеклянуха, на п-ове Муравьева-Амурского. Она представлена фациально неустойчивыми грубобобломочными и вулканомиктовыми породами, эфузивами, песчаниками и алевролитами с линзами известняков и пропластиками каменных углей. Мощность свиты до 1300 м. В бас. р. Золотая устанавливаются стелы размыва между владивостокской и чандалазской свитами. Здесь в основании чандалазской свиты лежит горизонт туфогенных конгломератов мощностью до 170—180 м.

Наземно-пресноводные фаации чандалазской свиты, которые в районе пос. Олений залягают на палеозойских гранитонах (Н. Г. Мельников, 1964), представлены аркозовыми песчаниками, сменяющимися выше по разрезу кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами и пропластиками каменных углей. Видимая мощность свиты 880 м. В районе г. Артем среди песчаников и алевролитов имеются многочисленные прослои туфов, туффитов и покровы порфиритов. В бас. р. Партизанская по литологии и фактуре свита подразделяется на две подсвиты. В нижней (300—600 м) развиты конгломераты, гравелиты, песчаники, иногда туфогенные, глинистые сланцы, известняки. Внизу подсвиты присутствуют линзовидные тела (до 10 м) туфов с включением вулканическим бомбо. Верхняя подсвита переслаивающаяся песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, а вверху — в основном алевролитами и аргиллитами, иногда углистыми. На южной окраине г. Партизанска В. К. Елисеевой отмечено преобладание в свите туфов и туффолов. В отложениях чандалазской свиты собраны многочисленные остатки фораминифер, крионидей, шланок, кораллов, брахиопод, пелешипа, стропод. По заключению М. И. Сосниной, А. В. Киселевой, К. В. Коцкевич, А. П. Никитиной, Д. Ф. Масленникова, М. В. Кулакова, В. Д. Фомичева и др., возраст чандалазской свиты на основании определений фауны устанавливается как позднепермский (Н. Г. Мельников и др., 1973).

Барашанская свита (Р_{2v3}) распространена в основном в западных районах территории в бас. рек Раздольная, Казачка, Бори-

совка, Амба, Барабашека, Нарва и является возрастным аналогом чандалакской свиты. Представлена свиты риолитами, андезитами и их туфами, песчаниками и алевролитами, известняками, известково-щелочными и гравелитами, конгломератами. В бас. р. Б. Барабашека свита залегает на отложениях владивостокской свиты, а севернее, по данным П. В. Маркевич [24], на нижнепермских углисто-глинистых сланцах. Свита имеет нестационарный состав, меняющийся как по разрезу, так и по латерали, но повсеместно заканчивается кислыми эфузивами и их туфами, формировавшимися преимущественно в субаэральных условиях. Мощность свиты до 2000 м. Содержащаяся в известняках фауна брахиопод и фрагменты аналогичной фауны из чандалакской свиты, развитой в более восточных районах Южного Приморья.

Верхне-пермские иерархии отложены (Р₂) распространены в бас. рек Глазкая, Перекатая, Корейская и в верховье р. Черная. Отложения представляют конгломераты, песчаники, стволистыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами, глинистыми и кремнистыми сланцами, известняками. По данным М. И. Детова (1979), разрез начинается горизонтом базальных конгломератов, которые в левом борту долины р. Корейская с угловым несогласием застегают на спилках и глинистых сланцах карбон-пермского возраста. Мощность разреза в этом районе 1500–1800 м.

В бас. р. Перекатая и на левобережье пади Известковая из известняков А. П. Никитиной определены фораминиферы: *Nodoschizogyrina margaritae* (Дергат). Н. сн. *craticulifera* (Schwager). *A. ciliata* Sosn., *Praesunistrina shellwicense* (Дергат), *Caudofistella canaria* Ehr., *Reticellina ex gr. media* K. M. Маслач, *Kullervia ussurica* Sosn., *Verbeekina* сн. *verbekii* Gein. и др., характерные, по ее мнению, для позднепермского времени.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триас представлен всеми отделами, причем нижний и средний слои преимущественно морскими образованиями, а верхний — череданием морских и континентальных осадков.

Нижний отдел

О ложе н и я н и ж н е г о т р и а с а (Т₁) в Партизанской и Даубинской (Арсеньевской) зонах трангрессивно, с угловым несогласием залегают на более древних образованиях, имея в основании горизонт базальных конгломератов мощностью в разных районах от 1 до 200 м. На о. Русский и в районе ст. Надеждинская нижнетриасовые отложения застегают на размытой поверхности пермских гранитоидов. В основании разреза — валочно-галечниковые конгломераты (75 м). Гальванические размытые окатанные прелестаны в основном подстилающими гранитоидами (Б. И. Васильев и др., 1961).

Н. Г. Мельниковым (1973) нижний триас в бас. рек Комаровка, Артемовка, Ивнянка по литологии и положению в разрезе расщленен на пачку базальных конгломератов и согласно перекрывающую ее пачку береговых р. Комаровка и в верховьях рек Порожистая и Ивнянка представляют матомолиты (1–2 м) простой песчаников. Конгломераты кирпичного цвета, соответствуют составу подстилающих образований Кирпичные и средние щебенки среди гальки преобладают в бас. р. Комаровка песчаники и известники — в бас. рек Порожистая и Ивнянка. Клемент конгломератов общий известьковистый. Мощность пачки до 200 м. Вторая пачка почти

полностью сложена алевролитами, среди которых встречаются редкие матомолитные простони иллювиальные, обычно известковистые, песчаников и конкреций мергелистых известняков. Мощность пачки около 500 м.

В верхнем течении р. Артемовка к нижнему триасу отнесена толща, почти полностью сложенная алевролитами с редкими матомолитами (1–30 м) простоями мелкозернистых песчаников, алевролитов и конкреций известняков, содержащих фауну: *Xyloceratites* (?) sp. indet. *Dienoceras* sp. indet., *Arctites* sp. indet., *Propylites* (*Discopropylites*) *septentrionalis* Dief., *Posidonia* cf. *ussurica* Кира г. и др. Мощность разреза нижнего триаса в бас. р. Артемовка около 500 м.

Между бухтами Лазурная и Три Камня по р. Золотая, в верховьях р. Озерный Ключ, в центральной части о. Путятина в составе нижнетриасовых отложений главную роль играют песчаники с линзами и прослоями известняков, и лишь в верхней части разреза появляются глинистые и алевролиты (до 550 м). В бас. рек. Артемовка, Речка в разрезе убывает количество конгломератов и увеличивается роль глинистых пород. Мощность конгломератового горизонта уменьшается со 150 м на мысе Атласова до 2,5 м в бухте Абрек. Общая мощность нижнетриасовых отложений около 1200 м.

Раннетриасовый возраст отложений устанавливается на основании многочисленных находок ископаемых остатков аммонидей (более 170 видов), моллюсков, пелепинид, гастрапод и др., которые, по мнению П. Д. Кипарисовой [43, 44] и Н. К. Жарниковой (Н. Г. Мельников и др., 1973), характерны для индского и олененского веков.

Нижний—средний отделы

Нижне-среднетриасовые отложения (Т_{1–2}). По данным Б. И. Васильева (1961), на восточном берегу Уссурийского залива, на п-ове Абрек, в бас. рек Петровка, Волчанка и ряде других мест переход нижнего триаса в средний постепенный, и граница между ними может быть проведена только условно. Эти отложения Б. И. Васильев выделяет под названием шимеусской свиты. В бас. р. Волчанка нижняя часть разреза (425 м) сложена аргиллитами с подчиненным количеством алевролитами, а верхняя часть — песчаниками, чередующимися с аргиллитами и редкими прослоями алевролитов. Общая мощность толщи 695 м. В разрезе найдена фауна: *Posidonia ussurica* Кира г., *Prosphingites* sp. indet. и др. По мнению Н. Г. Куприенко, большинство найденных форм характерно для нижнего триаса. Но находки *Sturia* sp. indet. из других участков развития толщи говорят о среднетриасовом возрасте вмещающих отложений. На правобережье р. Партизанская угоры Сенкина Шапка весь разрез представлен однообразными алевролитами мощностью около 200 м. В районе горы Пасеная (Ю. П. Бидлок и др., 1969) толща на более древних образованиях лежит согласно, мощность 470 м. В бас. р. Черная толща алевролитов с редкими прослоями песчаников залегает на востнепермских отложениях и перекрывается верхним триасом [24].

Средний отдел

О ложе н и я сре д н е г о от д е л а (Т₂), по данным Н. Г. Мельникова (1973), залегают согласно на нижнетриасовых. На о. Русский они представлены двумя толщами: нижней — пятнистых полимитовых песчаников, алевролитов и туфов (около 280 м) и верхней — арковозных песчаников и алевролитов (40 м). Мощность арковозных песчаников увеличивается с юга на север и в верховьях р. Перевозная достигает 240 м. В бас. рек

Раковка, Комаровка, Осиновка отложения представлены главным образом песчаниками, согласно залегающими на нижнем триасе. Внизу разрез сложен птилистыми песчаниками (до 350 м), которые устойчиво про- слеживаются на большие расстояния и легко опознаются благодаря ха- рактерной птилистой окраске, обусловленной неравномерным распре- делением в них песчаного и алевролитового материала. На плоскостях наслое-ния наблюдаются следы ползания червей и отпечатки водорослей. Верхняя часть разреза (до 545 м) сложена аркозовыми песчаниками, содержащими прослои птилистых. На водоразделе Паль Коровья и р. Лев Илистая среди этих песчаников встречаются прослои алевролитов. На западном побе- режье Амурского залива среднетриасовые отложения представлены песча- никами, алевролитами и глинистыми сланцами (около 350 м) [24].

Среднетриасовый возраст отложений определяется содержащимися в них остатками ископаемой фауны: *Leiophytilites cf. pradytum* D e p., *Astrochordiceras* (*Paracrocchordiceras*) *zhitoziensis* Z h a g p., *Posiadonia* cf. *wengensis* W i s s t. и др. (определения Н. К. Жарниковой).

Средний—верхний отделы

Среднерехнериасовые отложения (T_2-3) выделя-ны в Прибрежной зоне в бас. рек Уссури и Извилинка. Они представлены песчаниками, иногда известковистыми или брекчийными, алевролита-ми, гравелитами. Встречаются линзы известняков. Незначительные по пло-щади выходы отмечаются Ю. П. Бидюком в бас. рек Киевка, Черная. По данным Ю. П. Бидюка и др. (1969), на более древние образования толща расположится с размывом. Мощность толщи в бас. р. Уссури 550 м, в бас. р. Ки-евка — Черная — 800 м. В 1961 г. в бас. р. Успенка И. В. Бурий впервые собрал *Beyrichites* (?) sp. indet. *Macrodon* cf. *beyrichii* S t g o t b. и др., позво-влившие отнести вмешающие слои к ладинскому ярусу, а в бас. р. Киев-ка — *Daonella moussonii* (Мег.). Дальнейшие исследования, проводенные И. В. Бурием, Н. К. Жарниковой, Ю. П. Бидюком, А. М. Некоршевым и др., позволили собрать многочисленные остатки даонелл, галобий, аммони-тов, брахиопод, гастropод и др., из которых определены *Posidonia* cf. *wengensis* W i s s t a n p., *Halobia halorita* M o j s. и др., датирующие воз-раст вмещающих пород не древнее ладинско-норийского веков.

Верхний отдел

Верхнерехнериасовые отложения (T_3), распространенные в Арсеньевской, Восточно-Сихотэалинской и Прибрежной зонах, на карте из-за масштаба показаны как нерасщепленные, хотя детальными работами они разделены на толщи, свиты, ярусы и подъярусы. Отложения представ-лены песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, кремни-тиентальных условиях.

В бас. рек Барабашевка, Амба, Раздольная верхнетриасовые отложе-ния А. И. Бураго и др. [24] подразделяют на толщу (до 220 м) алевролитов и плитчатых песчаников (садгородская свита, по С. А. Шороховой [86]) и монголгайскую свиту с тремя подсвитами. Нижняя подсвита (угленосная) сложена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, плас-тами каменных углей (до 480 м); средняя (безугольная) — песчаниками и алевролитами (около 230 м); а верхняя (угленосная) — существенно песчаниковая с пластами каменного угля и редкими прослойями алевро-литов (500 м).

И. Н. Сребродольская [81] выделяла два комплекса монголгайской флоры, характеризующей карнийско-норийский возраст свиты. Карний-

ские отложения имеют наиболее полные и хорошо обнаженные разрезы. Н. Г. Мельниковым (1973) в бас. р. Артемовка зафиксировано несогласное залегание карнийской угленосной толщи на нижний триас, охарактеризованной аммонитами.

В бас. рек Комаровка, Раковка, Артемовка, Осиновка, Золотая ниж-няя часть карнийского яруса представлена континентальной толщей, из-вестной под названием садгородской свиты, а верхняя — существенно пес-чаниковой с обильной фауной пелагитопод карнийского возраста. Для низов садгородской свиты характерно наличие пачки (400—600 м) плитчатых песчаников. Мощность свиты изменяется от 600—750 м в бас. р. Золотая до 900—1100 м в бас. рек Б. и М. Ивнянка и Киевичанка.

В бас. р. Раковка А. Ф. Крамчанин и др. (1965) выделяют нижнекар-нийский подъярус с теми же пачками: кварцитовидных песчаников (до 30 м), косослоистых с гравелитами и алевролитами (516 м) и угленосную пачку (до 35 м); и верхнекарнийский подъярус с двумя пачками: нижняя представлена песчаниками (до 100 м) и верхняя — алевролитами и ар-тиллитами (до 130 м).

Типичным для разреза нижнекарнийской угленосной пачки, по данным А. Ф. Крамчанина и др. (1965), является приуроченность пластов углей к конгломератам, образующим иногда два горизонта. Нижний горизонт конгломератов, более выдержанной по простиранию, начинает разрез пач-ки и отличается резким преобладанием гальки кислых эфузивов. В верхнем — в составе галек, кроме эфузивов присутствуют в заместом количестве кремни, граниты, осадочные породы. Этот горизонт часто выклинивается по простиранию. Угленосные отложения охарактеризова-ны, по данным В. А. Азарова и Г. Н. Воропаева, ископаемыми расщепами (определения А. Н. Криштофовича и Б. М. Штемпеля): *Cla-dopilebis kaiturnensis* L. et H., *C. nebbensis* (B r.) S e w., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *P. angustifolius* (E i c h w.) Н е е г., *Czechanowskia rigida* Н е е г., *Taeniopterus euthychoron*, *T. ensis* (O l d h.) Z i l l i, *Neocala-mites* sp. На левом берегу р. Раковка прослеживается только верхний пласт конгломератов, а угли и углистые аргиллиты ложатся непосредственно на породы нижележащей пачки.

Из разных точек выходов карнийских отложений собраны многочис-ленные остатки флоры и фауны. Наиболее характерными среди растений являются *Cladopilebis nebbensis* (B r o g g i) N a t h., *Neocalamites hoensis* (S c h i m p.) H a l l e, *Toides giganteus* (O i s h i) S c h o g. и др. (определения В. Д. Принди и А. Н. Криштофовича); среди остатков фауны определены *Oxydonta* cf. *moyisoviensi* T e l l., *Ox. zitteli* (T e l l.), *Halobia* ex gr. *zitteli* L i n d s t., *Tosaeosten subhiemalis* K i r a g., *Gryphaea agatataefolia* K i r a g., *Mycophora rotunda* A l b. и др., позволяющие от-носить данную отложения к карнийскому ярусу.

В бас. р. Петровка в 1959 г. Б. И. Васильевым выделена шитухинская свита, которая была отнесена им к нижней юре. Свита с размывом зале-гает на нижне-среднетриасовых отложениях и представлена песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, глинистыми сланцами. Для пород свиты характерны косая, линзовидная, реже волнистая и парал-лельная стоякость, текстура взмучивания и перемыча, наличие пелагитопод и грубых растительных остатков и отпечатков листьев. Мощность свиты около 500 м. По мнению Л. Д. Кипарисовой, остатки пелагитопод имеют сходство с карнийскими и юрскими видами, известными в Японии. Рас-тильные остатки И. Н. Сребродольская сопоставляла с верхнетриасовыми, а С. А. Шорохова (1975) — с нижнекорсиками. В районе Душинского перевала Т. М. Окунева [70] видимую мощность шитухинской свиты опре-деляет в 760 м. Нижние части свиты (400 м), по наличию остатков карди-ний, молиолусов, мифориопсиков и др., она относит к норийскому ярусу. Фаунистически охарактеризованные породы карнийского и норийско-го ярусов выделены в бас. рек Уссури, Черная, Киевка. По данным

Ю. П. Бидюка и др. (1969), в бас. р. Киевка на пачке переслаивающихся алевролитов и песчаников средне-верхнетриасового возраста лежит слой конгломерато-брекчий с *Motolis ostifrons* (Кеу-с.), а в бас. р. Уссури, карбонатность до 700 м. В бас. р. Киевка собрано большое количество остатков разнообразных видов монотисов и галобий карнийского и норийского возрастов. На левобережье р. Аввакумовка норийская толща с размывом залегает на фаунистически охарактеризованных отложениях нижекарнийского возраста. На левобережье р. Мокруша в основании разреза, наряду с гравийными песчаниками, присутствуют мелкогалечные конгломераты. Мощность толщи уменьшается к юго-западу от 650 м (водораздел Аргамазовка — Широкая) до 30 м (р. Аввакумовка). Н. К. Жарниковой были собраны и определены остатки *Motolis scutiformis* (Телл.), характеризующие возраст вмещающих отложений как средненорийский.

Триасовые отложения из янерасчлененных (Т) в Восточно-Сихотэалинской и Прибрежной зонах представлены песчано-кремнистой толщей с конгломерато-брекчиями в основании. Толща несогласно перекрывается нижнемеловыми. Характерно небольшое количество кремнистых пород, по внешнему виду сходных с верхнепалеозойскими, и преобладание кварцево-полевошпатового материала в составе песчаников. В составе толщи входят песчаники, иногда туфогенные, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, туфы, кремнистые породы. По падям Кабанья и Широкая, руч. Сухая Речка, р. Мокруша (Ф. И. Ростовский, 1981) толща, относенная к норийскому ярусу, с размывом залегает на толще алевролитов карнийского яруса и со стратиграфическим несогласием перекрывается отложениями средней юры. В составе толщи преобладают аркозовые песчаники, содержащие угловатые обломки черных алевролитов, а иногда линзобразные прослои алевролитов с текстурами оползания. На левобережье р. Аввакумовка, по данным В. В. Ветренникова (1968), толща разделяется на нижнюю (300 м) базальную пачку контгломерато-брекчий и верхнюю (около 800 м) — песчано-кремнисто-алевролитовую пачку.

На основании находки верхнепермских неошвагерин и ябен в гальке базальных конгломератов, находки *Neocalanites* sp. в верхней пачке и несогласного перекрытия нижнемеловыми отложениями возраст толщи определяется предположительно как триасовый.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения в пределах рассматриваемой территории представляют время отделами. Соотношения нижнедорсских и верхнетриасовых отложений достоверно не установлены в связи с отсутствием охарактеризованных фауной геттантских слоев. Более высокие части нижней юры залегают на триасовых отложениях в размытом. Детально изучавшие юрские отложения И. В. Коновалова, К. М. Худолей, И. И. Сей, Е. Д. Калачева и др. [47, 78, 84], соотношения различных толщ юры, мощности разрезов и возрастные интервалы определяют по разному. Недостаточно изучены и органические остатки, что приводит к ряду разногласий.

Нижний—средний отдеы

Нижнедорсские отложения (J_{1-2}) нерасчлененные, развитые в бас. реч. Раздельная, Комаровка, Раковка, Поповка, Киевка, Аввакумовка, представлены алевролитами, кремнисто-глинистыми, кремнистыми и глинистыми сланцами и песчаниками. В бас. р. Киевка в составе толщи наблюдаются прослои и линзы порфиритов и редко известняков. Количественно преобладают алевролиты и аргиллиты, а порфириты изменены до состояния зеленокаменных пород. Мощность толщи в среднем течении р. Киевка 500—600 м, а севернее — до 1200 м. Соотношения с выше- и нижележащими образованиями не установлены. Литологически однообразные толщи содержат редкие остатки фауны, позволяющие устанавливать возраст отложений лишь в пределах нижней средней юры (И. В. Коновалова и др., 1965).

В Центрально-Сихотэалинской зоне в бас. реч. Уссури и Извилинка к нижнему—среднему отдеу относятся окраинская и северная террасы, выделенная В. Н. Силантьевым (1965) на смежной с севера с редкими маломощными прослоями алевролитами, песчаниками, и еще реже известняками. Свита повсеместно перекрывает неотличимые по внешнему виду триасовые алевролиты. Нижняя граница ее установлена по появлению первых прослесов эффузивов среди алевролитов. Область мощность свиты в бас. р. Уссури, по А. А. Аспилю и др. (1968), оценивается в 900 м. К. П. Титовым, А. А. Кирилловым, Ю. П. Бидюком,

гравелитов (1 м) с обломками эфузивов, алевролитов, кварцитов и песчаников. Выше лежащий разрез представлен разнозернистыми песчаниками, иногда известковистыми, с прослоями и линзами гравелитов. Мощность разрезов от 35 до 100 м. В породах содержатся остатки пликатул, окситом, ваунгии, а также белемнитов, устриц и брахиопод, которые, по мнению И. В. Коноваловой, позволяют отнести отложения к плинсбаху.

Достоверно к нижней юре в Партизанской зоне относится демидовская свита, выделяемая в междууречье паль Демидова — р. Петровка, и в бас. р. Литовка. Свита залегает с размывом на триасе. В бас. р. Петровка, в основании свиты присутствуют туфогенноморты, сменяющие выше по разрезу туфопесчаниками, песчаниками, туфобрекциями, алевролитами с редкими горизонтами порфиритов. Более высокие части разреза сложены туфогенными песчаниками, иногда с редкой галькой кварца и порфирита, а также с горизонтами туфолов и лавобрекций порфиритов. Мощность свиты до 550 м. В бас. р. Литовка нижнедорсские отложения залегают на верхнепермских. Нижние части разреза (около 250 м) представлены разнообразными песчаниками, местами туфогенными, а верхние — алевролитами и аргиллитами. Мощность свиты до 680 м.

Нижнедорсский возраст отложений подтверждается многочисленными находками остатков окситом, пликатул, брахиопод и аммонитов.

На п-ове Трудный нижнедорсские отложения были обнаружены

Б. А. Ивановым и В. П. Уткиным [78] и затем изучались И. В. Коноваловой (1979—1981), И. И. Сей и Е. Д. Калачевой (1980) и др. Нижнедорсские отложения слагают синклинальную складку совместно с палеозойскими и, возможно, триасовыми породами. Границы разреза разными исследователями определяются неоднозначно. Разрез сложен сланцами, песчаниками и алевролитами, среди которых в 320 м от подошвы имеется два

слоя конгломератов общим мощностью около 4 м. Мощность толщи, по И. В. Коноваловой, около 500 м. В породах толщи обнаружены остатки аммонитов, двусторонек, гастropод, белемнитов, позволяющие отнести эти отложения к нижней юре.

Нижний отде

О т л о ж е н и я н и ж н е г о отдеа (J_1) обнажаются в бас. рек Раздельная, Петровка, Литовка и на п-ове Трудный. В бас. р. Раздельная, по данным И. В. Коноваловой, нижнедорсские отложения (комаровская свита) залегают с размывом на верхнетриасовых и имеют в основании слой

И. И. Сей, Е. Д. Калачевой и другими исследователями в разное время в породах свиты были собраны остатки нижнеюрских *Amphineus stokesi* (Sow.), *Protogrammosteras seoretum* Bent., *Arietisceras japonicum* Mats., *Fontanelliceras cf. fontanelleense* (Gempt.) и др. и среднеюрских *Mytiloceramus cf. kystatumensis* (Kosch.), *M. aff. ussuriensis* (Vog.), *Possidonia cf. buchi* Reem. и др.

Средний отдел

Средненорские отложения (J_2) в Партизанской зоне развиты на склонах хр. Ливадийский и его западной части (бас. рек Петровка и Литовка) и выделяются под названием бониуровской свиты. Представлены разнозернистыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов. Толща залегает на трясовых образованиях и с угловым несогласием перекрыта верхней юрой. Мощность толши до 220 м. Обнаружены остатки фауны: *Perisphinctes cf. defrancei* (Ogb.), *Mytiloceramus ex gr. retrorsus* (Keyser.), *M. evansi* (Maw.), *M. subambiguus* (Peele) и др. свидетельствуют о средненорском возрасте отложений. В бас. р. Радольная бониуровская свита, по И. В. Коноваловой (1975), в основании имеет слой (до 23 м) гравелитов и песчаников. Остальная разрез сложена песчаниками разной зернистости, в верхней части свиты — известняками. В меньшей степени присутствуют алевролиты и туффики. Мощность свиты от 360 до 595 м. По многочисленным остаткам фауны возраст свиты И. В. Коноваловой (1982) определяется в пределах тюара — бата.

Верхний отдел

Верхненорские отложения (J_3) в южной части листа обнажаются по восточному побережью Уссурийского залива, в бас. рек Петровка и Литовка, на о. Аскольд и ряде других мест. На восточном побережье Уссурийского залива они залегают с размывом, но без видимого углового несогласия, на прибрежных отложениях, а в бас. р. Петровка с размывом и резким угловым несогласием на средней юре. Различные исследователи (И. В. Коновалова, К. М. Худолей, Б. Д. Чемерис и др.) мощности и возрастные интервалы разрезов верхней юры определяют по-разному. Б. И. Васильев верхненорские отложения выделяет в чигановскую свиту и делит ее на две подсвиты: нижнюю, представленную конгломератами, аркозовыми и фукOIDНЫМИ песчаниками, и верхнюю — сложенную комковатыми глинистыми песчаниками и алевролитами. В бас. р. Петровка мощность отложений более 400 м, а бас. р. Литовка (по А. Р. Сличину 1959) до 1000 м. Аналогичные отложения известны на островах Пугачевы (до 100 м) и Аскольд, где встречаются прослои известковистых песчаников. Вблизи пос. Тихоокеанский и в скважине в районе горы Абрак в разрезе присутствуют маломощные (до 4 м) прослои известняков. В песчаниках и известняках содержатся многочисленные остатки ауцелл, тригоний и аммонитов оксфордского, кимериджского и титонского ярусов (К. М. Худолей, 1984).

В Центрально-Сихотэалинской зоне к верхней юре относится погс-ка я с в и т а (J_{3dg}). В бас. рек Извилинка и Уссури свита представлена в основном тuffами и туффобрееками субшелепочных базальтоидов, заключающих невольшие по мощности прослои авгититов, лимбуригитов и спилитов. В бас. р. Уссури базальные слои погской свиты сложены псевдитовыми и псаммитовыми тuffами и туффобрееками или крупногалечными туффо-конгломератами и конглобрекаками. Для свиты в этом районе, по Ю. П. Бидюку (1968), характерно резкое преобладание пирокластического материала в верхних частях разреза и эфузивно-осадочного — в нижних.

В верхних горизонтах свиты вскрыты характерный пласт грубозернистых песчаников, туфогенных алевролитов с массой растительного детрита и отпечатками пеленитов и гастрапод. Состав погской свиты не выдержан. Мощность свиты в бас. р. Уссури от 400 до 700 м. Погская свита несогласно залегает на окраинной, содержащей средненорскую фауну, и несогласно перекрывается нижним мелом. Возраст свиты с некоторой долей условности считается поздненорским.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения на рассматриваемой территории распространены широко и представлены обоими отделами.

Нижний отдел

Берриасские и валаамские отложения (Каргин) в Восточно-Сихотэалинской зоне подразделяются на таухинскую и ключевскую свиты. Таухинская свита трансгрессивно с угловым несогласием залегает на подстилающих отложениях и согласно, но с размывом, перекрывается ключевской свитой (Ф. И. Ростовский и др., 1981). Свита сложена конгломератами, гравелитами и пачками ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Характерны отчетливая слоистость пород, и флоры. Отмечается резкое изменчивость и многочисленные остатки фауны ираторов в разных районах от 1 до 250 м. Мощность свиты 900—1340 м. По мнению В. П. Коновалова, органические остатки *Neostomites*, *Otoosteraphus*, *Loligoidea*, встречающиеся в породах свиты, являются характерными для берриаса Приморского края. Раннемеловой возраст свиты подтверждается находками остатков фитопланктона: *Alisophyllum nipporense* (Oishi) Krasil., *Dicyozamites cf. falcatus* (Morg.) Medlett et Blaini., *Cladophlebis nipporense* Oishi, *Niissionia schaumburgensis* (Dunck.) Nath. и др.

Отложения ключевской свиты развиты по пади Кастафоновой, в междуречье падей Петрозуевской и Тардашова и в бас. р. Партизанская. В состав свиты входят ритмично переслаивающиеся мелко- и среднезернистые песчаники, гравелиты и алевролиты. Наиболее полно валанжинские отложения представлены в бас. р. Уссури (мощность 1000 м) [14], а также по р. Маргаритовка, где свита с незначительным размывом залегает на таухинской (мощность 720 м) [24]. Общая мощность свиты около 2000 м. Ключевская свита относится к валанжину на основании многочисленных находок остатков *Buchia crassicollis* (Keyser.), *B. uncitoides* (Pavil.), *B. solida* (Lah.) и др., а также флоры.

Тотрияльский и отложени (Каргин) на большей части территории выделяются в сучанскую серию, представленную в основном конглентальными угленосными опицованнами, распространенными в верховых р. Лазовка, в бас. рек Партизанская, Литовка, Петровка, Амба, Коготунь, Пинканка, на п-ове Муравьев-Амурского, вблизи г. Уссурийска. Наиболее полно разрез сучанской серии изучен в Партизанском районе.

Сучанская серия (Каргин) делится на старосучанскую и северо-сучанскую свиты [24]. Старосучанская свита (до 600 м) залегает согласно на более древних образованиях. Свита сложена конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами и содержит пласти каменного угля. Мощность базальных конгломератов 20—150 м. Наибольшее число пластов каменного угля приурочено к верхам свиты.

Из растительных остатков в старосучанской свите определены: *Cladophlebis novoroktovskii* Ргуп., *Niessonia ex gr. brongniartii* (Мант.) Дипк., *N. mediana* (Леск.) Фок.—Стг., *Ruffordia goeringii* (Дипк.) Сев. и др. Известны находки пресноводных пеленитов *Araucarioidendron longijolium* Кгаси., *Ruffordia goeringii* (Дипк.) Сев. и др. Известны находки пресноводных пеленитов *Unio*, *Caricula*, *Sphaerium* и др., фораминифер. На основании изучения растительных остатков и спорово-пыльцевых спектров возраст старосучанской свиты принимается как готерив-альский.

Северосучанская свита (до 800 м) залегает на старосучанской согласно и делится снизу на безугольную, угленосную и френцевскую подсвиты [24]. Безугольная подсвита сложена мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Состав угленосной подсвиты такой же, но она содержит пласти каменного угля, часть из которых кремни и алевролитами. В низах подсвиты появляется морская фауна: *Pterotrigonaria rectiformis* (Уок.), *P. hokkaidana* (Уен). *Callista cf. pseudoplatana* Убет. Нагао и др. По всему разрезу северосучанской свиты обнаружены растительные остатки: *Aralia lucifera* (Дипк.) Нат., *Cladophlebis pilata* Ргуп., *Jsettia cf. onctoniticus* Кгуст. и др. Возраст северосучанской свиты Б. М. Штемпель определяется как альт-альбский [24, 88]. Мощность угольных пластов сучанской серии в Партизанском районе от 0,5 до 2,5—7,5 м. Для всей породы снизу вверх по разрезу.

В басс. р. Лазовка отложения того же возраста представлены породами, близкими к сучанским с пластами углей, и содержат растительные остатки раннемелового возраста [24].

В районе г. Уссурийска, в басс. рек Раздольная, Амба — нижнемеловая толща, считающаяся аналогом сучанской серии, представлена песчаниками от мелко- до крупнозернистых, конгломератами и алевролитами, иногда с прослоями грубозернистых песчаников с галкой и гравием. Вверху разреза крутизна зерна уменьшается и появляются пластины мощностью до 0,5 м. Мощность толщи в районе г. Уссурийска около 300 м. В. А. Красиков, анализируя состав многочисленной флоры, пришел к заключению о поздненеокомском возрасте этой толщи.

Верхний отдел

Коркинская серия (*K_{kr}*) и ее аналоги распространены в южном Приморье в басс. рек Партизанская, Суходол, Арсеньевка, Раздольная, Амба и на юге Муравьева-Амурского. Коркинская серия залегает с размывом на породах сучанской серии. Сложена она пестроцветными терригennыми породами с примесью туфогенного материала. По характеру окраски и составу пород серия разделена на кангаузскую и романовскую свиты.

Кангаузская свита сложена туфогенными и полимиктовыми песчаниками, зелеными алевролитами, а также гравелитами и конгломератами, приуроченными главным образом к нижней части разреза. Присутствие туфогенного материала отличает ее от нежелажающей сучанской серии. Мощность с востока на запад изменяется от 240 до 650 м. В басс. рек Раздольная и Партизанская в кангаузской свите обнаружены многочисленные растительные остатки, которые изучали А. Н. Криштофовичем, В. Д. Принадой, В. А. Красиковым, Б. М. Штемпелем. Комплекс растений На кангаузской свите с постепенным переходом залегает романовская. Граница между свитами проводится условно по появлению «шо-

коладных» алевролитов. Представлена свита пестроокрашенными алевролитами и песчаниками полимиктовыми и туфогенными. Встречаются простой туфлитов и туфов среднего состава. Мощность свиты в басс. р. Раздольная до 570 м, в басс. рек Суходол и Арсеньевка — до 2000 м. На основании находок остатков пресноводных пеленитов А. А. Якушина определяется возраст романовской свиты как сеноман-туронский. Хотя на карте Колымская серия целиком отнесена к верхнему члену, однако, судя по разновозрастности обнаруженных органических остатков, это исключено возможность, что нижние части разреза серии начали формироваться еще в позднем альбе.

По-видимому, возрастным аналогом романовской свиты может быть долина Ильинская свита (*K_{il}*), распространенная в предгорьях Пржевальского. Свита сложена крупно- и мелкогалечниковыми конгломератами, полимиктовыми и туфогенными песчаниками, алевролитами и их туфами (до 1300 м). Характерны резкие фациональные изменения по простиранию и разрезу. Выше с неясными соотношениями залегает толща, нижняя часть которой (400 м) сложена однообразными туфогенными алевролитами с редкими прослоями мягкозернистых песчаников, а верхняя часть (300 м) — андезитовыми порфириитами и туфами.

К северо-восточному (*K_{se}*) отнесены отложения, прослеживающиеся по западной кромке Ольгинско-Сихотэалинского вулканогенного пояса от басс. р. Чиртая на юге до водораздела рек Изыборинка и Пр. Изыбинка на севере. По данным Н. С. Подгорной (1956), Ю. П. Бильюка (1965), Ф. И. Ростовского и др. (1981), сеноман-туронский разрез начинается конгломератами и конгломератобреекциями, которые выше сменяются песчаниками, туфопесчаниками, туф-алевролитами и туфлитами горной и Р. И. Соколов в 1956 г. детально изучавшие на водоразделе рек Петрозуевская и Сухая Речка в Ольгинском районе. Выветрелись в петрозуевскую свиту (250—400 м). Свита с резким угловым несогласием в басс. рек Черная, Сухая Речка и по пади Петрозуевская залегает на берриас-валанжинских и более древних отложениях. Для свиты характерны резкая фациальная латеральная изменчивость и частая перемежаемость осадочных и вулканогенных пород. Более высокие части разреза, залегающие согласно, представлены толщей андезитов и туфов (300—600 м), которая исконной имела синандринской свитой, членой В. В. Суходольской реки Маргаритовка. Фасольная (Чегу, по данным В. Г. Бабича (1963) и Ю. П. Изыбинка (1964), толща (400—800 м) имеет двухчленное строение с преобладанием в нижней части разреза литокристаллостаческих псефо-псамитовых туфов с линзами туффитов, а в верхней — плагиоклаз-роговообманковых и роговообманково-пироксеновых андезитов, нередко с шаровой отдельностью. Вверху толщи изредка появляются кварцевые и биотитовые андезиты. По мнению С. И. Неволиной, на формирование вмещающих отложений в конце раннего или начале позднего мела. Возраст туфоген-осадочных образований, сходных с разрезом петрозуевской свиты, развитых на смежной к северу территории в районе бух. Пластичн. подтверждается комплексом ископаемых растений, обнаруженных В. В. Ветрениковым (1968). В этом комплексе С. И. Неволин установила большое количество мелколистных папоротников рода кладофилебис и разнообразных древних хвойных рода секвойя, типичных для сеноман-туронских отложений Тихоокеанского побережья, при подчиненном количестве широколистенных покрытосеменных двудольных растений. Присутствие юрско-раннемеловых реликтов *Dicotygamites* и *Morticaria* свидетельствует о быстром начале формирования петрозуевской свиты еще в альбское время.

К турону—сантону отнесены вулканогенные образования, отличающиеся значительной площадью распространения, большой мощностью (800—2000 м) и высокой экспозицией. По решению III Регионального стратиграфического совещания во Владивостоке в 1978 г. они выделены в приморскую серию. В ее состав вошли известные ранее кисинская, арзамазовская, монастырская, приморская свиты и кислые вулканические породы, ранее относимые к ольгинской серии.

Приморская серия (*K_{pr}*) кислых вулканических пород слагает основание Восточно-Сихотэалинского вулканогенного пояса. Характерными структурами для приморской серии являются кальдеры и крупные вулкано-тектонические депрессии (от 10 до 70 км в диаметре), сопряженные с полигональными горстами, куполами и сводами. Серия с резким угловым несогласием залегает на разновозрастных толщах доссоманы—турона включительно. Перекрытие их маастрихтскими андезитами и дацитами сияновской свиты наблюдалось А. А. Асиным (1968), в верховье рек Муравейка и Грушевая, а Ю. П. Бидлоком и В. И. Рыбакко (1968) — в бас. рек Минеральная и Маргаритовка.

Приморская серия, по данным Ю. П. Бидюка (1965), Е. В. Быковской (1970), Ф. И. Ростовского, В. М. Мельника и др. (1981), имеет двучленное строение. В низах разреза (арзамазовская свита) вблизи центров извержения (Милоградовская вулкано-тектоническая полигенная структура), обнажаются агломератовые псефитовые дацитовые и риоладиитовые туфы, по мере удаления от центра переходящие в паммито-автевритовые. Выше по разрезу они замещаются туфами базокварцевых риолитов, фельзитов, широко развитыми в бас. р. Арзамазовка в Ольгинской вулкано-тектонической структуре, где в 1959 г. был выделен Е. В. Быковской и Н. С. Подгорной стратотип арзамазовской свиты (80—1300 м) [17, 18].

Верхняя толща приморской серии (монастырская свита), по данным Ю. П. Бидюка (1965—1968), Е. В. Быковской (1960—1970), О. Г. Старовой (1977), Ф. И. Ростовского (1981), начинается пачкой сплошных дацитовых и риолитовых туфов от псефитовых до паммитовых, туффитов и лахаровых образований с подчиненной ролью туфопесчанников и туфоалевролитов. Мощность верхней толщи в бас. рек Васильковка и Арзамазовка — 350—450 м. Нарашивается разрез итнмбритами кварц-ортоклавовых риолитов (800 м), широко развитых в центральных частях Верхнеаввакумовской и Милоградовской вулкано-тектонических структур. Туфогенно-осадочные линзобразные пространства (0,5—1,5 м) фиксируются по всему разрезу.

В Партизанской зоне, по данным А. А. Аспипова (1968), в основании разреза приморской серии (от верховий р. Партизанская до верховий р. Матвеевка) залегают туфы и туфобрекции фельзитов и базокварцевых риолитов (200 м), сменяющие выше туфами и итнмбритами риолитов (250 м). Затершают разрез туфы риолитов и дацитов (200—250 м). Многочисленные остатки флоры, приуроченные в основном к средней (1000 м). В. Г. Малоялавцем и Е. Д. Кислинским (1977), Ф. И. Ростовским (1981) в бас. рек Арзамазовка и Васильковка их туфитов и туфопесчаников от турона—коньяка до сантона включительно. В них представлены широко распространенные покрыты осемянные растения, отмеченные в аркской свите Сахалина, свите агане западной Гренландии и в раннем сеноне Аляски.

К маастрихтскому ярусу, по аналогии со смежными с севера районами Сихотэ-Алиня, отнесены вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования, ранее выделявшиеся в Самаргинскую свиту, толщу средних и уме-

ренниковых вулканитов или сияновскую свиту. На карте эти образования показаны как сияновская свита.

Сияновская свита (*K_{sn}*) в Восточно-Сихотэалинском вулканогене слагает юго-западную часть Маргаритовской стойкой кальдеры в низовьях р. Милоградовка. Выполняет Минеральную кальдеру проседания и Тенкураторскую кальдеру обрушения в междууречье Аввакумовка—Васильковка и слагает отдельные вулканические поля вблизи стратовулканов в бас. рек Ольга, Викторовка и на п-ове Норд-Ост. По данным Н. С. Подгорной (1960), Ю. П. Бидюка, В. И. Рыбакко (1965, 1983), О. Г. Старовой (1977), сияновская свита (700—1400 м) с перерывом и структурным несогласием залегает на приморской серии. Сложное строение свиты обусловлено чередованием эфузивов и туфов различной основности от андезит-дацитов, реже андезитов, до риоладиитов и наличием многочисленных линз и прослоев туфа-гломератов, туфопесчаников и туфлитов, несущих мощность (1—50 м). Преобладающая в свите является дацитовая итнмбриты и итнмбриты, количество которых увеличивается в верхних частях разреза.

В Пржевальской зоне сияновская свита, по данным А. А. Аспипова (1968), прослеживается от верховий р. Муравейка до верховий р. Грушевая в виде покрова, несогласно залегающего на приморской серии. Представлена она плагиоклаз-авгитовыми дацитами и их туфами (700 м). Из сборов Е. Д. Касьяна (1965) и О. Г. Старовой (1977) исключены растения в тuffopесчаниках на левобережье р. Минеральная, С. И. Неволиной определены виды растений. В большинстве своем характерные для маастрихтских отложений.

Н. С. Подгорный (1960), Ф. И. Ростовским и В. Г. Мельником (1979—1980), Е. В. Быковской и А. А. Таркняевым в 1982 г. в пачке туфогенно-осадочных пород по пади Мамонтова собран большой комплекс растительных остатков, определенный С. И. Неволиной (1979, 1981—1982). В нем, несмотря на появляющиеся латеские виды растений *Melasequoia disticha*, *Taxodium* О'Грэг и др., преобладают маастрихтские широколистственные древесные растения родов *Trochodendroides*, *Platynus*, *Protophyllum* и многочисленные хвойные *Elatocladus* (*Seriataxoxysis*), *Glyptostrobus* и присутствует большое количество реликтов древних сантон-кампанийских растений *Corylus jelskii* Гусь и рода *Argykiaria* с некоторыми видами. Такое сообщество растений характерно для маастрихтского, возможного, маастрихт-раннеледского времени формирования вмещающих их туфогенно-осадочных пород, являющихся, по всей вероятности, фациальным аналогом вулканитов сияновской свиты.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые образования представлены на территории континентальными осадочными и вулканогенными образованиями палеогенового, юрского и олигоценового возраста. Местами юрьевые и олигоценовые отложения образуют непрерывные разрезы.

Нижний отдел — палеоцен

К палеоцену отнесены вулканогенные образования, выделяемые в болотопольскую и новопольскую свиты.

Болотопольская свита (*P_{pb}g*) в основном развита в Восточно-Сихотэалинском вулканогенном поясе, где она выполняет Новопольскую, павловскую, частично Маргаритовскую и Васильковскую простые кальдеры и слагает ряд вулканических построек в бас. р. Фурмановка. В

верховье р. Милоградовка, в междуречье Ольга—Викторовка и северо-западнее п-ова Балюзек. Боготопольская свита (500—1200 м) с угловыми несогласиями ложится на приморскую серию и сиановскую свиту; фационально изменчива. Вблизи центров извержений, севернее п-ова Балюзек, восточнее пос. Моряк-Рыболов, по правобережью р. Фурмановка распространены глибовые и псевдо-псамитовые туфы смешанного и риолитового состава. По мере удаления от центров они сменяются перемежающимися потоками игниспумитов, фельзо- и витротимбритов санидиновых риолитов (6—15 м), вулканических стекол и риолитовых витрофиров (4—6 м), сферолитных риолитов и туфов.

Линзообразные простон (0,7—3 м) пепловых туфов и туфлитов нередки в основании игниспумитовых потоков. Местами фиксируются полы трахиролитовых игниспумитов и игниспумитов. В удалении от центров извержения и выше по разрезу на игниспумитовых потоках залегают алевро-псамитовые и алеврито-пелитовые туфы санидиновых риолитов. Кратерно-озерные фашии (20—50 м), характеризующиеся тонкой ритмичностью, представлены туфогравелитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами (0,4—0,8 м), пепловыми туфами (0,5—1,5 м), силицитами (0,2—0,3 м).

В Партизанской зоне боготопольская свита (400 м) обнажается из-под покрова неогеновых базальтов в верховьях рек Сергеевка и Партизанская, где несогласно залегает на приморской серии. Свита, по данным А. М. Курчавова [55], сложена вулканическими стеклами, риолитами, игниспумитами и туфами.

Возраст боготопольской свиты остается дискуссионным. На рассматриваемой территории в этой свите обнаружены лишь скучные труднопрередливые растительные остатки. На соседней к северу площади, где в 1955 г. Е. В. Быковской в бас. р. Зеркальная был выделен стратотип, в простоях туфлитов и туфопесчаников боготопольской свиты в 1980 г. Л. Г. Филимоновой, а в 1982 г. Е. В. Быковской и А. А. Таркаевым собраны растительные остатки так называемого устиновского комплекса, который С. И. Неволина отождествляет с тадулинским (тадулинская свита). Е. В. Быковская, С. А. Салун, В. Б. Троин [75] считают, что тадулинская свита фациально замещает боготопольскую. Возраст обоих комплексов С. И. Неволина (1982) определяют как позднелатский. По мнению М. А. Ахметьева [4, 82], большая часть встреченных в устиновском комплексе обычна для палеоценовых отложений, в частности для снежининской свиты Сахалина.

Но в описываемой свите (*Rip*) выделена Г. М. Власовым на основе Плюшет. Она несогласно залегает на палеозойских породах, обнаружаясь из-под эоценовых отложений назимовской и зайнанской свит. Представлена свита (50 м) риолитами, риолитами и их туфами, перекрытыми вверх по разрезу андезитами и трахидицитами. Палеоценовый возраст установлен аналогии со свитой обон, распространенной на западу территории КНДР. В отложениях которой обнаружены спорово-пыльцевой комплекс, отражающий постепенный переход верхнемеловой растительности к третичной, что свойственно палеоценовому времени.

Средний отдел — эоцен

Осадочные отложения представлены наиболее угленасыщенными угловской и назимовской свитами. Угловская свита названа так Г. М. Власовым взамен буроугольной свиты, выделенной ранее Б. М. Штемпелем [87] в разрезе п-ова Речной (Тавричанская впадина).

Угловская свита (*Rip*) распространена в основном по побережью Амурского и Уссuriйского заливов. Она залегает несогласно

на триасовых и меловых отложениях. Наиболее полный разрез свиты установлен в Тавричанской впадине, где она делится на две подсвиты. Нижняя подсвита (около 300 м), приуроченная к наиболее погруженным участкам впадины, представлена внизу валунными и разноглазечными конгломератами, а вверху — туфопесчаниками и туфлитами с прослоями туфарагиллитами и аргиллитами. Верхняя подсвита (200—300 м) сложена граувакковыми и арковыми песчаниками, иногда с скарбонатным цементом, алевролитами и аргиллитами с многочисленными пластами угля мощностью от 1 до 12 м. Мощные пласты бурых углей пересложны углистыми аргиллитами. Алевролиты и аргиллиты подсвиты содержат сидеритовые конкреции.

Двухлетнее деление свиты выдерживается и на западном побережье Амурского залива в бас. рек Амба, Барашбаека, Пойма. На других участках разрезы представлены в основном верхней — угленосной подсвитой, которая отличается фациональной изменчивостью. Так, например, вблизи северного борта Артемовской впадины угленосные глинистые отложения замещаются грубообломочными породами с уменьшением общей мощности разреза. На Смолягиновской угленосной площади мощность подсвиты уменьшается до 100 м при увеличении роли тонкообломочных пород и мощности угольных пластов. В Шкотовской впадине угловской свите соответствуют угленосная толща (до 250 м) и вышележащая толща алевролитов и аргиллитов (100 м).

В нижней подсвете Тавричанской впадины Н. С. Громовой [35] определен палинокомплекс, включающий меловые, палеоценовые и эоценовые формы. Возраст подсвиты датируется ранним эоценом, хотя не исключается отнесение нижних слоев к позднему палеоцену.

Все разрезы верхней подсвиты содержат обильные остатки макрофлоры, а также спор и пыльцы, которые принадлежат теплолюбивым формам среднего—позднего эоцена [7, 82, 87]. В районе г. Артем обнаружены остатки млекопитающих *Proctotherodon orientalis* V. Го и *Rhinotitan orientalis* Я. Повск. [33] и пресноводные моллюски [74]. Возраст этой подсвиты определяется средний—поздний эоцен.

Назимовская свита (*Rip*) на побережье п-ова Посьет согласно залегает на палеоценовой новопосетской свите с возможным фациальным замещением в ее верхней части. Свита (около 100 м) сложена желтовато-зеленоватыми туфопесчаниками, туфлитами, туфоалевролитами, туфарагиллитами с прослоями пепловых туфов, углистых аргиллитов и пластами угля.

Свита охарактеризована макро- и палиноглорой, на основании которой ее возраст определяется как раннеэоценовый. Допускается, что изы свиты могут быть отнесены к верхнему палеоцену. По сходству палинокомплекс назимовская свита и нижняя подсвита угловской свиты могут рассматриваться в качестве возрастных аналогов [7].

К эоцену отнесены базальты и андезибазальты, местами переклающие в андезиты и даситы (120—200 м), известные под названием зайнанской свиты (*Rip*). Выполняющей частично Пойминскую и Нарвскую впадины в Хасанском районе. По данным Г. М. Власова (1949) и Б. И. Васильева (1960), она несогласно залегает на палеозойских образованиях и новопосетской свите, вблизи пос. Славянка и в верхних частях разреза частично замещается эоцен-олигоценовыми угленосными отложениями.

Средний—верхний отделы — эоцен—олигоцен

Отложение эоцена — нижнеголигоценена (*Rip*) выделены в Супутинской, Глуховской, Раковской впадинах. Они с угловыми несогласием залегают на палеозойских и мезозойских образованиях.

Лигноглиссеских сходных с верхней подсвитой угловской свиты (конгломераты, разнозернистые песчаники, алевролиты с прослоями туффитов и пластами бурых углей). Наиболее угленосший разрез (около 700 м) Супутинской впадины (бас. р. Комаровка), включающий 17 угольных пластов мощностью до 5 м. В Глуховской впадине к этому возрасту успевают относиться песчано-галечниковая толща с прослоями алевролитов. Толща вскрыта на 300 м; по геофизическим данным ее мощность достигает 1000 м. В Раковской впадине угленосная толща (до 150 м) содержит четыре угольных пласти мощностью 3—7 м и многочисленные линзовидные прослои мощностью до 0,5 м. В Супутинской впадине угле-частоты толща охарактеризована растительными остатками, которые отличаются от флоры угловской свиты почти полным отсутствием ранне-палиоценовых и преобладанием олигоценовых форм (определения М. О. Борсук, С. И. Неволиной, 1962; М. А. Седовой) [77].

Верхний отдел — олигоцен

К олигоцену в западной части листа относятся надеждинская свита, верхняя угленосная толща Шкотовской впадины и толща кислых эфузивов на западном побережье Амурского залива.

Н а д е ж д и н с к а я с в и т а (Р₃nd) выделена Б. М. Штемпелем [87] в разрезе п-ова Речной под названием глинисто-сланцевой свиты; современное название было ей присвоено Г. М. Власовым. Свита распространена в Тавричанской, Артемовской, Супутинской, Глуховской, Раковской, Краскинской впадинах, на западном побережье Амурского залива и на побережье Славянского залива. А. Г. Аблаев весь разрез Краскинской впадины, включая угловскую и надеждинскую свиты, относит к миоцену [1], основываясь на миоценовом комплексе флоры из фрагментарного (30 м) разреза туфогенных отложений в районе пос. Шахтерский. Надеждинская свита согласно залегает на угловской. В ее составе преобладают аргиллиты, алевролиты и пелитоморфные туффиты с глинисто-карбонатными конкрециями, в подчиненном количестве присутствуют мелкозернистые песчаники, местами бурые угли и углистые аргиллиты. Наибольшая угленосность установлена в Глуховской и Раковской впадинах. В последней глинисто-алевритовые породы включают два невыдержаных по простиранию угольных пласта; мощность одного из них достигает 12 м. Мощность свиты от 100 м в Раковской впадине до 650 м в Артемо-Тавричанской структуре. В Глуховской впадине вскрытая мощность надеждинской свиты 400 м; в центральной части впадины предполагается увеличение ее до 800 м.

Во всех разрезах свиты содержатся растительные остатки. Наиболее полно она охарактеризована в стратотипическом разрезе на п-ове Речной. Отсюда М. О. Борсук, Р. С. Климовой [45], М. А. Ахметьевым и В. А. Красиловым (1978) определены: *Populus balsamoides* Гоэрр., *Fagus antropii* Нег, *Quercus ussuriensis* Крушт., *Q. pseudocastanea* Гоэрр., *Zelkova ungeri* Коув., *Ulmus longifolia* Упг., *Butiligerophilum tilaeofolium* (А. В. Гап.) Нег, *Trochodendroides arctica* (Нег) Вегт, *Platanus aceroides* Гоэрр. Из глинисто-туффитовых отложений Глуховской впадины С. М. Поповой [74] определены пресноводные моллюски *Sibirorugula? aciculata* С. Р. орова, *Notularia paradoxa glasidea* С. Р. орова и др., возраст которых она считает позднеолигоценовым — раннемиоценовым.

В Шкотовской впадине к надеждинской свите отнесена верхняя угленосная толща мощностью около 300 м, с размывом залягающей на непродуктивной толще. В основании толщи присутствует линзовидный горизонт разногалечниковых конгломератов и песчаников, сменившихся выше песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами бурых углей

и углистых аргиллитов. Из угленосных отложений М. О. Борсук и М. А. Ахметьевым определены *Osmunda sachalinensis* Кгушт., *Juglans acuminata* А. Л. Вг., *Salix varians* Гоэрр., *Alangium aequatilifolium* (Гоэрр.) Кгушт. и др. Состав палинологии, по данным Н. С. Громовой [7], схож с таковым из надеждинской свиты.

Т о л щ а р и о л и т о в и х т у ф о в (Р₃) в виде небольших покровов развита на п-овах Посет и Краббе, на берегах бухты Новгородская и оз. Карабье и вблизи пос. Краскино («краскинские линвартизы»). Центры извержения в виде трубообразных тел диаметром 3—5 м, сложенных эруптивными риолитовыми брекчиями, обнаружены в болицим Тироль. В основании разреза, по данным Г. М. Власова (1949) и Б. И. Васильева (1960), залегают слоистые риолитовые туфы различной размерности (5—10 м), выше следуют риолиты агматератового строения (20—24 м) и тонкофлюидальные санидиновые риолиты (50—55 м). Линзы паммитовых туффитов и пепловых туфов (0,5—2 м) содержат скучные растительные остатки бересклета, ольхи, дуба. Олигоценовый возраст толщи устанавливается в районе с. Краскино по фаунильному замещению вулканитов отложениям надеждинской свиты, содержащей олигоценовую флору [24].

Нижний отдел — миоцен

В миоцене по органическим остаткам выделяются нижне-среднемиоценовые и верхнемиоценовые отложения. Осадочные фации миоцена в западной половине территории с размывом и угловым несогласием залегают на доолигоценовых, а местами и олигоценовых образованиях.

Нижне-среднемиоценовые осадочные отложения ранее выделялись под названием усть-дальневодской свиты. Однако в ее стратиграфическом разрезе на п-ове Речной обнаружены миоценистенные отпечатки *Trochodendroides arcticus* — вида, характерного для палеогеновой флоры. Это ставит под сомнение ранне-среднемиоценовый возраст вмещающих их отложений. В настоящее время одни исследователи [45] относят стратотип усть-дальневодской свиты к юрюзу, другие [82] — к раннему среднему миоцену.

Н и ж н е с р е д н е м и о ц е н о в ы е о т л о ж е н и я (N₁^{1—2}), палеонтологически охарактеризованные, распространены в бас. рек Пойма, Нарва, Барабашека, Раздольная, на п-ове Янковского, в Краскинской, Артемовской, Раковской впадинах. Для Раздольнинско-Артемовской группы впадин официально сохраняется название усть-дальневодской свиты [75]. Залегают нижне-среднемиоценовые отложения с угловской свитой на докайнозойских отложениях и с размывом или согласно — на олигоцене. Они представлены аллювиальными, аллювиально-озерными, озерно-болотными и наземными (ископаемые почвы) образованиями пестрого литологического состава: конгломераты, галечники, разнозернистые песчаники, аргиллиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, пепловые туфы, иногда с редкими пластами и пропластками лингита. Грубобломочные породы тяготеют к низам разрезов и краевым частям впадин. Количества пирокластического материала возрастают к юго-западу. Мощность колеблется от 70 до 450 м.

Наиболее полно флористически охарактеризованы нижне-среднетерский, п-ов Янковского (определения А. Г. Аблаева, Р. С. Климовой и др.). Р. С. Климова [46] в качестве характерных таксонов выде-

ляет: *Alnus schmalhausenii* Grub., *Quercus miocenabilis* Ниет, *Ulmus takayasui* Huzioka, *Tara borealis* Нег.

Liquidambar miosinica Ниет, *Chionanthus* Капеу. Кроме того, нижнегорные отложения окраинированы палинофлорой, изучавшейся Н. С. Громовой [34], Т. И. Демиловой, М. Д. Болотниковой [16], и диатомовыми водорослями (определения Е. И. Царько).

В Шкотовской впадине к нижнему—среднему миоцену уступно отнесена толща рыхлых песков, галечников, валунников мощностью от 5 до 70 м, застегающая с размывом на верхней угленосной толще (олигоцен, возможен, олигоцен—низы миоцена).

Булканогенные образования нижнего—среднего миоцена представлены сандунической свитой (N_{1-2}^{sh}). Наиболее широко она развита в Хасанском районе, где слагает небольшие покровы в междуречье Пойма—Брусыя, на горе Ангрусова Сопка, в бас. р. Амба, на побережье Славянского залива, на п-ове Клерк и в других местах. Миоценовые базальтоиды участвуют также в строении Шкотовского вулканического плато, слагая его нижнюю часть, возможно присущие им в бас. р. Комаровка.

Сандуническая свита сложена оливиновыми и пироксеновыми базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами и туфами. Она несогласно залегает на палеогенных отложений. Соотношения с осадочными фауниями нижнего—среднего миоцена сложные. В одни случаи (Славянская мульда) сандунические базальтоиды согласно их перекрывают (В. М. Чмырев, 1965), в других — фациально замещают.

Из туфогенно-осадочных прослоев Шкотовского базальтового покрова М. О. Борсук, М. А. Седовой и Н. С. Громовой [59] определены растительные остатки миоценового возраста (листья, споры и пыльца). Радиологический возраст сандунических базальтоидов (Хасанский район), по данным В. М. Чмырева (1965), 25,6 млн. лет.

К верхнему миоцену относится Усть-Суйфунская свита (N_{1-3}^{sh}), распространенная в бас. р. Раздолльная, а также на побережье Амурского залива. К Усть-Суйфунской свите Н. А. Беляевским, П. Н. Кропоткиным и И. И. Борисовым отнесена тuffитовая базальта, которую В. З. Скородол в 1933 г. [79] рассматривал в качестве нижнего подразделения суйфунской свиты. В Хасанском районе, по данным А. А. Вржесека (1968), свита согласно залегает на нижне—среднемиоценовых отложениях, образуя с ними единый литогологический комплекс. В бас. р. Раздолльная местами наблюдается согласное залегание усть-Суйфунской и усть-Давыдовской свит (N_{1-2}^{sh}), местами в основании усть-Суйфунской свиты наблюдается размыт. Усть-Суйфунская отличается большим содержанием пирокластического материала и частой фациальнай изменчивостью. В бас. р. Нарва и на п-ове Песчаный преобладают слабосимментированные вулканомиктовые гравелиты, туфопесчаники и вулканические туфы; в районе горы Синий Утес (верховья р. Нарва) — тонкослоистые аргиллиты, переслаивающиеся с туфопесчаниками и туфами; в бас. р. Раздолльная — галечники и гравелиты, косослоистые песчаники, туфоалевролиты с линзами глин и туфов. Мощность усть-Суйфунской свиты меняется от 30 до 180 м.

Позднемиоценовый возраст свиты определяется по листовой флоре и диатомовым водорослям. Т. Н. Байковской [6] и Р. С. Климовой из усть-Суйфунской свиты определены *Taxus sulcata* Bak., *Ulmus protojaponica* Тапаи, *Populus suaveolentoides* Бак., *Salix paraschalinensis* Тапаи et N. Suzuki. Наиболее характерными формами диатомей, по данным А. И. Моисеевой [61] и Е. И. Царько, являются: *Melosira praeslandica* (D. Mitt.) Jouse, *M. italicu* (Eng.) Kutz., *M. scabrosa* Oest., *Tetraeuryctus ellipticus* (Eng.) Grun., *Eragilaria triangulata* Moiss., *F. miocenica* Jouse.

Верхний отдел — плиоцен

К плиоцену относится суйфунская и шуфанская свиты. Суйфунская свита (N_{2-3}^{sh}) выделена в 1933 г. В. З. Скородолом в несколько ином объеме. В настоящее время к суйфунской свите относят лишь ее верхнюю грубообломочную часть, а нижнюю часть относят к усть-Суйфунской свите. Суйфунская свита распространена главным образом в бас. рек Раздолльная, Комаровка, Раковка. Небольшие выходы ее известны по западному берегу Амурского залива, на западном побережье п-ова Трудный и в верховьях рек Уссури и Киевка. Суйфунская свита залегает на усть-Суйфунской без углового несогласия, но местами с размывом, на более древних отложениях несогласно. Верхняя часть свиты постепенно замещается базальтами шуфансской свиты. Почти повсеместно суйфунская свита сложена аллювиальными и аллювиально-проливальными галечниками, гравийниками, разнозернистыми косослон-приразломными впадинах Центрально-Сихотэалинской зоны свиты поддержит маломощные прослои алевритов и глин. В мелких краевых частях впадины мощность сокращается до 8—10 м, на остальной площади не превышает 50 м. Суйфунская свита белна органическими остатками. Они представлены немногочисленными экземплярами спор, пыльцы и диатомей. Комплекс диатомовых водорослей включает таксоны как унаследованные с миоценом, так и достигшие расцвета в четвертичное время [61]. По данным М. А. Певзнера и В. Н. Алексеева (1979), глины из суйфунской свиты в районе с. Раздолльное имеют прямую намагниченность и относятся к палеомагнитной эпохе Гаусса (гилоиден).

Шуфанская свита (N_{2-3}^{sh}) слагает обширные плато мощностью от 3 до 40 м) оливиновых и оливин-пироксеновых базальтов, разделенных глинистыми корами выветривания или галечниками, как, например, в долине р. Борисовка (Васильев, 1957, 1961; Куликов, 1960). По характеру излияния базальты относятся к центральному и трещинному типам. Вблизи центров излияния, расположенных, как правило, у гравийных кайнозойских тектонических впадин, отмечаются брекции и туфы. Вблизи крупных центров излияния в водораздельной части рек Раздолльная и Гранитная базальты имеют максимальную мощность до 350 м. Возраст базальтов определяется залеганием их на галечниках суйфунской свиты плиоцена и перекрытием их вблизи востока. Шкотово-четвертичными торфянниками (Куликов, 1960). В Артемовской депрессии в межбазальтовых прослоях алевролитов обнаружен плиоценовый спорово-пыльцевой спектр, по заключению М. А. Седовой, синхронный суйфунской свите.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные отложения имеют почти повсеместное распространение. В зависимости от характера рельефа и новейших тектонических движений меняется набор генетических типов, литология и мощность четвертичных отложений. Максимальная мощность (до 100 м) характерна для межгорных депрессий, минимальная (до первых метров) — для горных районов. Соответственно особенностям морфотектоники меняется и набор преобладающих генетических типов. В горах доминируют образования склонового ряда (в основном делювиальные, коллювиальные и перечинные между ними категории). В зоне депрессий преобладают озерные, озерно-аллювиальные, а также делювиальные отложения. Вдоль побережий

моря распространены морские дельтовые и реже эоловые и органогенные (торфянник) генетические типы. Аллювиальные толщи в горах имеют сокращенную мощность и грубый (галечниковый) вещественный состав. В зоне депрессий мощность аллювия увеличивается, а гранулометрический состав становится более тонким (песчано-глинистые фракции). В пределах поверхностей денудационного выравнивания встречаются эловиальные образования.

Комплексное изучение четвертичных отложений Приморья началось в 1937—1940 гг. Четвертым геологическим этапом. В послевоенный период четвертичные отложения изучали И. И. Берснер, Б. И. Васильев, Г. С. Ганешин, Ю. Ф. Чемеков, В. К. Сохин, Б. П. Пода, А. А. Трепалина, Л. П. Каракулова, Г. Н. Соколова, А. М. Короткий, Т. С. Троицкая и др. [9, 12, 19, 21, 22, 48, 65, 80]. В последние годы осуществлено комплексное исследование четвертичных отложений Приморья и дано их дробное стратиграфическое расчленение, осуществленное главным образом А. М. Коротким, Л. П. Каракуловой, Л. В. Голубевой и др. Их материалы положены в основу унифицированной стратиграфической схемы. Комплекс четвертичных отложений анализируется с учетом его геоморфологической позиции. Поэтому геоморфологические аспекты играют не менее важную роль, чем палеонтологические, при выделении отложений не только иного звена. Граница между неогеном и четвертичными отложениями в соответствии с решениемами Второго Дальневосточного стратиграфического съезда проведена по краю суйфунской и шуфганской свит. При картографировании четвертичных отложений в масштабе 1 : 1 000 000 наиболее распространенные подразделения явились генетические типы в объеме на, нижнего—среднего звена пересеченные и четвертичные отложения нерасщепленные.

Нижнее звено

Нижнечетвертичные отложения в Приморье впервые выделены на ос-
теристик отложений. Нижняя, возвышенная граница отложений определя-
ется их налеганием на плиоценовые галечники суйфунской и балыбьи-
шуванской свит. На исследуемой территории закартированы две толщи
растительных и аллювиальных отложений раннечетвертичного воз-

раста.

Нижняя толща нижнечетвертичных озерных отложений определяется на-
падением на поверхность по окраине Ханкайской депрессии, а также в Даниловской и Ивановской внутриторных депрессиях. Представлена она серыми горизонтально-слоистыми глинами, суг-
линками, иногда с маломощными прослоями песка и гравия. Мощность
толщи изменяется от 5—10 до 60 м. Наибольшие мощности отмечаются
в бас. рек Осиновка и Илистая. Данные отложения образуют равнин-
ко-уссурийскому горизонту, для которого характерны спорово-пыльцевые
спектры с преобладанием пыльцы широколиственных пород: *Quercus*
(до 48%), *Juglans*, *Tilia*, *Ulmus*, присутствуют *Pterosuga*, *Carya*, *Rhus*
и реликтовые виды сосен при незначительном (до 5%) количестве пыльцы
травянистых. Кроме палинологических данных, Л. В. Голубевой, свидетельствуют о палеомагнитные исследования (переход от палео-
магнитной эпохи Матумяма к эпохе Брюнеса).

Верхняя толща нижнечетвертичных озерных отложений (I₁) слагает озерную террасу, слабонаклонная площа-
дка которой в крупных депрессиях (Приханкайской, Артего-Гавричанской)

имеет относительное превышение 18—40 м. Озерные осадки представлены горизонтально-слоистыми затеновато-серыми и темно-серыми глинями, песчаником и супесями. Прибрежные фации существенно песчаные, обогащенные гравием. Мощность отложений колеблется от 10 до 30 м. В сплошном пыльцевом спектре, наряду с пыльцой широколистенных и экзотических пород, встречаются пыльевые зерна кустарниковых берес и оль-ховника, что, по мнению Л. В. Голубевой и Л. П. Каракуловой, сви-
детельствует о похолодании климата во второй половине раннечетвертичного времени. На площадке озерной террасы у с. Осиновка обнаружена палеолитическая стоянка.

Аллювиальные отложения нижнего звена (al) имеют ограниченное распространение и приурочены в основном к долинам крупных рек горных районов, где они участвуют в строении высоких террас. Аллювий представлен галечниками, иногда с валунами, суглинками, песчаными и гравийниками с редкими линзами и прослоями глин. Ограниченно количество палинологических данных. Фрагментарность распространения нижнеплейстоценового аллювия не позволяет расчленить его более дробно. Мощность отложений достигает 10 м.

Нижнее—среднее звенья

Среднее звено

Среди среднеплейстоценовых отложений выделяются озерно-аллю-
виальные, аллювиальные и морские.

Озерно-аллювиальные отложения (al II), слагающие фрагментар-
ные, преимущественно в Приханкайской депрессии, где участвуют в строении наклонной аккумулятивной равнины. В прибрежных частях депрессии преобладают суглинки и песчанистые глины, а вблизи озера (под толщей более молодых осадков) скважинами вскрываются су-
щественно глинистые с вивиантитом фации. Мощность осадков до 30 м. По палинологическим данным происходит обеднение спектра растительности к верхним частям разреза, в которых уменьшается содержание хвойных видов и увеличивается количество представителей угнетенной холмопойной растительности, включая кустарниковые формы берес. В пределах северной части Приханкайской депрессии (за рамками исследуемой территории) в аналогичных озерно-аллювиальных виви-
нитовых суглинках и илах обнаружены костные остатки среднечетвер-
тичного *Mamatthus trigontherii* Rohl.

Аллювиальные отложения (al II) участвуют в строении третьих надпойменных террас, высота которых, в зависимости от интенсивности тектонических движений, меняется от 15 до 35 м. В горных районах среднечетвертичный аллювий представлен галечниками, иногда ожелезненными, и песками с прослоями гравийно-галечникового ма-
териала и линзами глин. Спорово-пыльцевые спектры близки к спектрам из озерно-аллювиальных среднечетвертичных осадков.

Среднечетвертичные морские (al II?) отложения выделяются условно, так как сколько-нибудь убедительных сви-

дательств их морского происхождения не имеется. И. И. Берсенев (1969) предполагает налине стволшного покрова морских песков и галечников, погребенного в прибрежной зоне под верхнечетвертичными и голоценовыми отложениями. По материалам крупномасштабной съемки, предположительно морские отложения установлены на восточном побережье залива. Экспедиция, где они представлены сиями иловыми песками и песчанистыми глинами мощностью 20—25 м. На юге в районе оз. Тальми морские отложения представлены глинами с песком и гравием, реже песками и галечниками. Галечники обнаруживаются вблизи устьевых частей рек и являются аллювиально-морской фацией.

Верхнее звено

Верхнее звено, имеющее значительное распространение в горных районах и на равнинах, представлено аллювиальными, морскими и ледниками отложениями.

Аллювиальные отложения (аIII) участвуют в строении первых надпойменных террас, относительные высоты которых в горах составляют 15—18 м, а в межгорных депрессиях — 10—12 м. В первом случае они представлены валунно-галечниковым материалом с песчаными прослоями, во втором — песками с прослоями гравия и галек. Мощность отложений колебается от 2 до 10 м. По спорово-пыльцевым спектрам устанавливается значительное похолодание, приведшее к появлению даже в пределах Приханкайской равнины растительных ассоциаций типа березово-листьевичных редколесий [32].

Морские в е р х н е ч е т в е р т и ч н ы е (тIII) песчано-галечниковые с прослоями илов отложения сохранились от размыва преимущественно по побережью Уссурийского залива. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о значительном похолодании климата во время накопления этих толщ.

Ледниковые в е р х н е ч е т в е р т и ч н ы е отложения (гIII?) выделяются условно В. В. Соловьевым [80] по геоморфологическим критериям на северных склонах горы Облачная. Здесь в двух крупных цирках и по днишам коротких трогов, начинающихся от них, обнаружены глыбово-обломочный материал, который трактуется как моренные образования. Точка зрения о ледниковом генезисе этих накоплений разделяется далеко не всеми исследователями. А. М. Короткий и др. [48] считают, что это водосборные воронки, теснейшим образом связанные с характером расщепленности территории и интенсивностью эрозионно-депрессионных процессов. Других отложений подобного типа на исследуемой территории не отмечено. Ледниковые верхнечетвертичные образования известны лишь на Северном Сихотэ-Алине. По этой причине морской генезис рассмотренных отложений признается как предположительный.

Верхнее—современное звено

В таком объеме на карте показаны стратиграфически нерасщепленные аллювиальные, коллювиальные и делювиальные отложения, формировавшиеся на протяжении позднего плейстоцена—голоцена.

Аллювиальные отложения (аIV—IV) слагают наклонные уровни, простирающиеся вдоль побережья Западно-Приморской низменности. Иногда узкими полосами они встречаются в приуставьенных зонах речных долин восточных отрогов Сихотэ-Алиня. Представлен аллювием в основном суглинками, супесями, глинами, реже галечниками. Верхние части разрезов сложены более тонким материалом. Мощность 3—5 м.

К о л л о в и а л ь н ы е отложения (сIII—IV) приурочены главным образом к склонам, обрамляющим молодые базальтовые плато, и к крутым (30°) склонам верховий речных долин горных районов. Мощность 1—3 м.

Д л ю в и а л ь н ы е отложения (дIII—IV), образующие маломощные (2—3 м) шлейфы суглинков и супесей с примесью обломков, ложащихся частично на склонах речных долин, частично на площадках надпойменных террас в горных районах.

Современное звено

Современное звено представлено различными генетическими типами субаэральных и морских образований. Возраст их устанавливается по геоморфологическим данным и по результатам палинологических анализов.

Органические образования (вIV) представлены торфяниками и гумусированными илами. Они приурочены к участкам зарастающих озер и лагун и уплощенным заболоченным поверхностям речных террас и междуручий (базальтовые плато, поверхности депулационного выравнивания). Современные болотные отложения распространены также на участках морского побережья (бухта Евстафия). Палинологические исследования некоторых торфянников Ларченкова болота, расположенного на Шкотовском плато на высоте 800 м, свидетельствуют о их голоценовом возрасте. Мощность торфа редко превышает 2 м. По данным А. М. Короткого, Л. А. Лобановой [49], наиболее активное торфообразование имело место в суббореальное время.

Эоловые отложения (вIV) имеют ограниченное распространение, так как муссонный климат с пиком летних осадков создает неблагоприятные условия для развития эоловых процессов, хотя сохранившиеся формы указывают, что в прошлом были благоприятные эпохи. Локализуясь в зоне низких террас морского побережья, они образуют отдельные валы и холмистые формы рельефа за счет перевозания морских и аллювиальных песчаных отложений. Эти отложения известны на побережье в долине Р. Глакая. Протяженность валов от нескольких десятков до 200—300 м, высота 8—10 м. Представлены они мелкозернистыми кварцево-плагиатовыми песками.

Аллювиальные отложения (тIV) распространены в приуставьенных частях рек, впадающих в море. В разрезе наблюдается переслаивание морских и аллювиальных глин, суглинков и песков, имеющих диагональную слоистость. Мощность отложений изменяется от 0,5 до 4,5 м.

Современные морские отложения (тIV), протягивающиеся узкой прерывистой полосой вдоль побережья, слагают низкоженные мелкозернистыми песками с примесью гальки и гравия. Мощность отложений первой морской террасы наибольше широко развиты на западном берегу Амурского залива и приурочены в основном к приуставьенным частям рек. Представлены чаще всего глинами, среднезернистыми илобавыми песками с галькой и гравием. Пляжи, косы и береговые валы сложены мелкозернистыми песками с примесью гальки и гравия. Мощность морских отложений 8—12 м.

Аллювиальные отложения (аIV) сравнимы по широкому распространению в области перехода от среднегорного рельефа к равнинам. Эти отложения плохо сортированы и представлены в основном угловатой шебенкой с примесью плохококтанный гальки. Мощность 2—3 м.

Аллювиальные отложения (аIV) распространены в долинах подавляющего большинства рек Приморья, слагая русло, низкую

К о л л ю в и а л ь н ы е (с) несортированные глыбы и шебень наблюдаются на отдельных участках крутых (до 30°) склонов гор. Форма и размер обломочного материала самые разнообразные и зависит от пород, по которым они образуются. Мощность отложений достигает 10 м. В особую категорию выделяны к о л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я с в и б о д а м и к о р е н н ы х п о р о д (с'). Они представляют собой маломощные (от сантиметров до первых десятков сантиметров) несортированные грубообломочные скопления, отвечающие по составу коренным породам района распространения, и образуют прерывистый покров на крутых склонах и вблизи уступов.

Д е л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (дс) приурочены к участкам наибольшего расщепленного рельефа горных сооружений, образованных мозаично сцепляющимися крутыми и умеренно крутыми склонами. Они слагают крупноглыбовые и щебенистые, с примесью более мелкого материала, осьмы. Делювиально-коллювиальные образования четвертичного периода на протяжении всего или значительной части четвертичного периода в однотипной обстановке морфолитогенеза.

Э л ю в и а л ь н ы е о б р а з о в а н и я (е) приурочены в основном к выровненным дощетвертичным поверхностям рельефа. На плиоценовых базальтовых плато они представлены суглинками с дресвой сильновыветрелых пород. Мощность коры выветривания здесь достигает 10 м. В горных районах, где сохранились небольшие реликты поверхностей денудационного выравнивания, элювий представлен продуктами физического выветривания (щебенисто-глыбовые образования) небольшой мощности (1—1,5 м). В предгорьях и на мелкосопочном денудационном рельфе сохранились более мощные (до 3—5 м) коры выветривания, развитые по гранитоидам, представленные дресянно-суглинистым материалом.

Д е л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (d) имеют широкое распространение на пологих (10 — 12°) склонах, иногда они наползают на пологий террасы вблизи их тыловых склонов. В горных районах пояс делювиального накопления располагается в нижней части склонов. А. М. Колла на тыловых частях террас и их возрастом. Состав делювиальных накоплений очень неоднороден и зависит, помимо состава коренных пород, от крутизны поверхности, в пределах которой осуществляется перенос и аккумуляция обломочного материала. Мощность делювия обычно превышает 6 м, в основании склонов до 20 м.

Э л ю в и а л ь н ы е и д е л ю в и а л ь н ы е (е, д) отложения разбиты на равнинах, где имеют незначительные мощности ирудноотличимы к современному; кроме того, они сплошным чехлом покрывают пологие склоны сопок. Представлены суглинисто-щебенистыми продуктами выветривания горных пород. Мощность элювиально-делювиального покрова на пологих склонах 6—8 м и более.

Нерасщепленные отложения

К нерасщепленным четвертичным отложениям отнесены различные генетические типы, в основном склонового ряда. К ним относятся элювиальные, делювиальные, элювиально-делювиальные, коллювиальные, альво-делювиальные, проловиальные, делювиально-проловиальные, а также коллювиальные отложения с выходами коренных пород. Страграфическое расщепление их затруднено, поскольку большинство данных генетических типов формировалось на протяжении всего или значительной части четвертичного периода в однотипной обстановке морфолитогенеза.

Д е л ю в и а л ь н ы е о с л о и ф л о к и о н н ы е о т л о ж е н и я (ds), представляемые преимущественно суглинистым материалом с примесью щебня и дресвы, развиты на относительно пологих склонах (15 — 20°). Формировано делювиально-солифлюкционных образований способствует вертикальная климатическая зональность, благодаря которой горах, особенно в периодах похолоданий, устанавливались благоприятные условия для активизации солифлюкционных процессов.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (ad) формируются в основном в предгорьях, где резко падает эрозионная сила рек и усиливаются процессы делювиального сноса. В этой зоне возникает своеобразный «ложковый» (по Е. В. Шаншуру) аллювий, характеризующийся слабой сортировкой материала и преобладанием суглинистых фракций.

П р о л ю в и а л ь н ы е (pr) косослонистые плохо окатанные валуны и гальки с примесью щебенистых суглинков выполняют днища временных водотоков, а при выходе в депрессии образуют шлейфы мощностью 8—10 м.

Д е л ю в и а л ь н ы е — п р о л ю в и а л ь н ы е (dp) образования разбиты по ложинам, а также иногда перекрывают шлейфами выполненные поверхности террас. Представлены они суглинками, реже супесями с дресвой, с большим количеством грубообломочного, слабоокатанного материала. Мощность этих образований: средняя — 2—4 м, максимальная — до 9 м.

К о л л ю в и а л ь н ы е (с) несортированные глыбы и шебень наблюдаются на отдельных участках крутых (до 30°) склонов гор. Форма и размер обломочного материала самые разнообразные и зависят от пород, по которым они образуются. Мощность отложений достигает 10 м. В особую категорию выделяны к о л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я с в и б о д а м и к о р е н н ы х п о р о д (с'). Они представляют собой маломощные (от сантиметров до первых десятков сантиметров) несортированные грубообломочные скопления, отвечающие по составу коренным породам района распространения, и образуют прерывистый покров на крутых склонах и вблизи уступов.

Д е л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (dc) приурочены к участкам наибольшего расщепленного рельефа горных сооружений, образованных мозаично сцепляющимися крутыми и умеренно крутыми склонами. Они слагают крупноглыбовые и щебенистые, с примесью более мелкого материала, осьмы. Делювиально-коллювиальные образования широко распространены также по узким долинам горных районов в верховьях рек.

Д е л ю в и а л ь н ы е — с о л и ф л о к и о н н ы е о т л о ж е н и я (ds), представленные преимущественно суглинистым материалом с примесью щебня и дресвы, развиты на относительно пологих склонах (15 — 20°). Формировано делювиально-солифлюкционных образований способствует вертикальная климатическая зональность, благодаря которой горах, особенно в периодах похолоданий, устанавливались благоприятные условия для активизации солифлюкционных процессов.

А л л ю в и а л ь н ы е — о т л о ж е н и я (ad) формируются в основном в предгорьях, где резко падает эрозионная сила рек и усиливаются процессы делювиального сноса. В этой зоне возникает своеобразный «ложковый» (по Е. В. Шаншуру) аллювий, характеризующийся слабой сортировкой материала и преобладанием суглинистых фракций.

П р о л ю в и а л ь н ы е (pr) косослонистые плохо окатанные валуны и гальки с примесью щебенистых суглинков выполняют днища временных водотоков, а при выходе в депрессии образуют шлейфы мощностью 8—10 м.

Д е л ю в и а л ь н ы е — п р о л ю в и а л ь н ы е (dp) образования разбиты по ложинам, а также иногда перекрывают шлейфами выполненные поверхности террас. Представлены они суглинками, реже супесями с дресвой, с большим количеством грубообломочного, слабоокатанного материала. Мощность этих образований: средняя — 2—4 м, максимальная — до 9 м.

тил-асбеста. Небольшие обособления серпентинизированных перидотов и серпентинитов известны в центре Анненского массива.

Породы основного состава (vPZ_2P) представлены габбро, амфиболизированными габбро, габро-диоритами, габро-пироксенами. С ними связаны жилые пегматиты, габро-пиромагматиты, горнобедилиты, диаллагиты. Среди автометаморфических процессов наиболее важными являются: амфиболизация и актинолитизация моноклинного и ромбического пироксеноев, соссюритизация и альбитизация плагиоклаза, биотитизация и хлоритизация темноцветных минералов.

При воздействии более молодых гранитоидов в породах возникают новообразования кварца, альбита, реже калиевого полевого шпата и биотита, в результате чего за счет габровых пород образуются зоны диоритов, кварцевых диоритов и монцонитов. В южной части интрузии около поэзии мелового гранитоидного массива и в зонах динамометаморфизма возникают участки метаморфических пород, представленные гнейсами, кристаллическими сланцами, «шиболитами», связанными между собой постепенными переходами. Вероятно, эти же причины обусловлены повышенное содержание шпатовой (4,0—4,2%), при преобладании Na_2O в породах п-ва Трудный и Партизанско-Киевского массива, при содержаниях SiO_2 — 45—51%.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные и субвулканические образования слагают около 10% описываемой территории и во многом определяют характер отдельных тектонических зон и их насыщенность полезными ископаемыми. Среди интрузивных пород выделен ряд комплексов, отличающихся по возрасту и составу: 1) среднепалеозойские ультрамафиты, габброиды, диориты; 2) среднепалеозойские гранитоиды; 3) пермские габброиды, диориты, гранодиориты, граносиениты, граниты; 4) позднемеловые диориты, монцониты, гранодиориты, граниты; 5) раннепалеогеновые габбро, диориты, монцониты, граниты; 6) палеогеновые диориты, граносиениты, граниты; 7) неогеновые щелочные базальтоиды. Субвулканические образования представлены среднедевонскими и позднедевонскими породами кислого состава, позднеметовыми и палеогеновыми породами кислого и среднего состава.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Среди среднепалеозойских интрузий выделяются: 1) сложнопостроенные интрузии партизанско-киевского (сергеевского и анненского) комплекса; 2) гранитоиды гродековского (тинканского) комплекса; 3) гранитоиды шмаковского (тауфинского) комплекса; 4) среднедевонские субвулканические образования.

Интрузии партизанско-киевского комплекса слагают разнообразные по размерам (от 1—2 до 1150 км²) тела в пределах Центрально-Сихотэ-Алинской и Южно-Приморской зон. В их составе выделяются, при преобладании габброидов, ультрабазовные, основные и средние породы, связанные между собой постепенными переходами. Форма интрузий линзо- или плитообразная, иногда неправильная; тела вытянуты в северо-восточном или близмеридиональном направлении, длина их 2—90 км, ширина 1—22 км. Интрузии прорывают породы кривинской серии (верхняя Кривая); на габбро у с. Замбрень залягает нижнепермские конгломераты. Для этих интрузивных тел характерны первичные полосчатые и трахиитоидные структуры с простиранием от 340 до 50°, резко различная степень раскристаллизации пород, изменчивость состава, широкое развитие вторичных процессов изменения.

Породы ультрапаргиметрического состава этого комплекса (лекса (oPZ_2P)) в Партизанско-Киевском массиве представлены перидотитами, габро-перидотитами и серпентинитами. Габро-перидотиты слагают небольшое тело на западе и в центральной части массива, а перидотиты образуют узкие тела в северной части массива (бас. р. Алексеевка). Серпентиниты в виде небольших тел присутствуют в центральной части массива, слагают вытянутые линзы вдоль тектонических контактов габбро с пермскими породами, а также образуют тела мощностью 30—40 м и длиной 300—400 м среди пород

кварцевых диоритов и монцонитов. В южной части интрузии около поэзии мелового гранитоидного массива и в зонах динамометаморфизма возникают участки метаморфических пород, представленные гнейсами, кристаллическими сланцами, «шиболитами», связанными между собой постепенными переходами. Вероятно, эти же причины обусловлены повышенное содержание шпатовой (4,0—4,2%), при преобладании Na_2O в породах п-ва Трудный и Партизанско-Киевского массива, при содержаниях SiO_2 — 45—51%.

Условно проявления золота, горного хрусталя, магнетита. Породы среднего состава (vPZ_2P) представлены диоритами, кварцевыми диоритами и, очень редко, монцонитами. Распространены они в центральной и южной частях Партизанско-Киевского массива на юге п-ва Трудный и в большинстве своем возникли в результате воздействия на гранитоиды молодых гранитоидных интрузий. В зонах развития этих пород известны проявления золота, олова, вольфрама, редких земель.

Диориты, габро-диориты и габбро, слагающие отдельные небольшие тела среди гранитоидов в западной части Южно-Приморской зоны. Возможно, они представляют собой слабо проявленную наиболее раннюю фазу среднепалеозойского существенно гранитоидного гродековского комплекса.

Среднепалеозойские гранитоиды условно разделяются на два интрузивных цикла. К первому циклу отнесены гранитоиды гродековского (тинканского), а ко второму — шмаковского (тауфинского) комплексов. Гранитоиды гродековского (тинканского) комплекса (vPZ_2G) расположены в Южно-Приморской зоне. В Хасанском районе это вытянутое в меридиональном направлении тело площадью до 160 км², сложенное гранодиоритами (yBZ_2G), биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами, плагиогранитами, редко кварцевыми диоритами. Такого же типа гранитоиды, в форме изометричных или вытянутых в северо-восточном направлении телплощадью от 2 до 110 км², известны на северо-восточном побережье пролива Стрелок, на островах Путятина, Аскольда (Тинканский остров), в среднем и верхнем течении р. Литовка (Таудеминский массив) и в нижнем течении р. Партизанская (сучанские гранитоиды). Не исключено, что некоторые массивы гранитов в бас. рек Литовка и Партизанская могут относиться к более поздним образованиям шмаковского комплекса. Они представлены в основном биотитовыми гранитами, гранодиоритами, реже встречаются гранодиориты и кварцевые диориты; в эндоконтактовых и апикальных зонах распространены гранофирты. В породах этого комплекса развиты процессы хлоритизации темноцветных минералов, соссюритизации плагиоклаза, окварцевания, микроклинизации. Иногда доли интенсивно карбонатизированные и милонитизированные жильные породы представлены спессартитами, диабазами, аplit-порфиритами, пегматитами.

Среднепалеозойский интрузии (Хасанский район, о. Путятина) и среднепалеозой-

ские основные породы Анненского массива и перекрыты отложениями нижнепермской дунайской свиты. Радиологический возраст пород — 231—400 млн. лет. Пространственно с гранитоидами первого цикла связаны проявления золота, олова, керамических пегматитов, редких земель, свинца, вольфрама.

Гранитоиды шмаковского (таганрогского) комплекса (ко мицелитом с альбитом (Zr_2S) развиты в Ханкайской, Даубихинской (Арсеньевской) и Южно-Приморской зонах. На севере территории они слагают несколько разобщенных интрузий (Осиновская, Раковская, Анучинская, Артемовская) площадью от 50 до 400 км² и ряд тектонических блоков. В Южной части листа эти гранитоиды образуют Таганрогский массив площадью около 160 км² и, возможно, небольшие тела в нижнем течении р. Партизанская. Среди пород преобладают биотитовые, мусковитовые и двуслюдильные микроклиновые граниты, которым подчинены альбоситы и гранодиориты ($Na_2O = 5.5\%$, $K_2O = 9.2\%$). По химическому составу ($SiO_2 = 65—77\%$, $Na_2O + K_2O = 5.5—9.2\%$), при преобладании K_2O) породы могут быть определены как калиевые граниты и, редко, граносениты.

Гранитоиды интенсивно мусковитизированы, хоритизированы, альбоситизированы, микроклиновые граниты, которым подчинены альбоситы и гранодиориты ($Na_2O = 5.5\%$, $K_2O = 9.2\%$). По химическому составу ($SiO_2 = 65—77\%$, $Na_2O + K_2O = 5.5—9.2\%$), при преобладании K_2O) породы могут быть определены как фириами, спессартитами, вогезитами, диабазами, пемматитами.

Гранитоиды содержат ксенолиты среднепалеозойских основных пород и перекрыты нижнепермской дунайской свитой. Радиологический возраст пород — 251—456 млн. лет. Пространственно с породами комплекса связана проявления магнетита, пирита, редких земель, цинка, золота, олова, вольфрама, молибдена.

Среднедевонские суббулканические образования

Среднедевонские суббулканические образования в пределах Даубихинской зоны, по данным Н. Г. Мельникова и О. Г. Старова (1972, 1982 гг.), генетически связаны с толщами среднедевонских кислых, средних и основных вулканитов. Представлены они риолитами, риолит-порфирами, сферолитовыми риолитами, риоладиабазами, диабазами, андезитами, образующими экструдтивные купола, пакки и дайки, а также суббулканическими интрузиями габбро, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов. Экструдтивные купола имеют округлые, эллипсоидальные или линейно-вытянутые формы размером до 10—15 км². Некоторые, как правило, овальные, площадью до 8 км² (нек горы Малиновая), дайки при мощности 1—100 м достигают длины 2,5 км. Суббулканические интрузии представляют собой трубообразные тела с крутыми контактами. Размеры Кленовской интрузии 6×10 км. Ее центральная часть сложена гранитами и гранодиоритами, периферические — габбро, диоритами и гибридными породами. Дайки, связанные с интрузиями, представлены диабазами, андезитами, трахиандезитами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранит-порфирами.

Породы экструдтивных куполов, неков и дайк подверглись автоморфическим и гидротермальным изменениям, особенно интенсивным около тектонических нарушений. Это окварцевание, сернистизация, албитизация, эпидотизация, хлоритизация, аргиллизация, биотитизация, герматитизация, актинолитизация, карбонатизация. Местами окварцевые настолько интенсивно, что на месте кварц-сернистовых пород (березитов), возникают типичные вторичные кварциты. Дайки основных и средних пород подверглись пропилитизации. В суббулканических интрузиях проявляется гибритизация (за счет габбро возникают кварцевые габбро, габродиориты, кварцевые диориты, монцодиориты), локальное скарнирование с образованием граната и пироксена, калишпатизация.

Интенсивно развиваются новообразования серпента, хлорита, эпилата, актинолита, альбита.

Суббулканические образования расположены только в пределах полей среднедевонских вулканитов, имея с ними или интрузивные контакты, или постепенные переходы. Переходы они происходили в перечисленной последовательности, лишь положение граносенитов недостаточно ясно. Габбро и габро-диориты образуют самостоятельную группу, оставшиеся породы объединены в селанкинский комплекс. Габро и габро-диориты (U/Ps) распространены на правобережье р. Партизанская и в Верховьях р. Уссури. Выходы этих пород общей площадью около 300 км² вытянуты в северо-восточном направлении и представляют собой, вероятно, межплатовую интрузию, так как залегают в ядре синклинали, крылья которой слагают верхнекаменноугольные отложения Удоковской свиты. Габбро прорывают и метаморфизируют породы верхнего карбона и перекрыты верхнепермскими отложениями.

Небольшие массивы пермских габбро известны в Хасанском районе, в нижнем течении р. Раздольная и на п-ове Муравьева-Амурского. Среди пород этой группы, кроме габбро и габро-диоритов, имеются роговообманковые, пироксен-рогообманковые, пироксеновые габро, габро-порфиты, габбро-диориты, габро-прироксены, прироксены. Несмотря на то что среди габбровых массивов, отнесенных к перми, есть и среднепалеозойские. В массивах восточной части района на отдельных участках проявлены катаклаз и милонитизация, в западной части листа породы более свежие. Вообще для габброидных пород характерна амфиболизация, актинолитизация, соссюритизация, албитизация и хлоритизация.

Габро-порфириты, габбро, габро-пемматиты, редко горноблендиты слагают дайки мощностью от первых метров до 300—500 м и протяженностью до 1,5 км.

Селанкинский комплекс включает несколько групп пород. Диориты и кальциты (U/Ps) слагают небольшие неправильной или изометричной в плане формы массивы площадью от 0,5 до 15 км² в Хасанском районе в бас. рек Канчака, М. Казачка, Грачина (Уссурийский район), на правобережье р. Партизанская. В строении массивов участвуют диориты рогообманковые, биотитовые и биотит-роговообманковые, кальцитовые диориты, иногда гранодиориты, связанные с кварцевыми диоритами постепенными переходами. Нередко эти тела расположены среди пермских гранитоидных пород. Диориты метаморфизуют верхнепермские отложения барабашской свиты. Радиологический возраст пород — 210—240 млн. лет.

Граниты (U/Ps) и гранодиориты (U/Ps) преобладают в строении интрузивных тел селанкинского комплекса. Встречаются они в Хасанском, Уссурийском, Владивостокском, Штоковском и Партизанском районах, где слагают изометричные или субизометричные массивы трещинного типа площадью от 0,5 до 60—80 км². Среди гранитоидов имеются граниты биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, плагиограниты, гранодиориты, граносениты, кварцевые монциты и диориты. Породы обычно связаны между собой постепенными

переходами, более основные разности приурочены к периферическим частям массивов, здесь же появляются гранит- и гранодиорит-порфиры.

Гранитоиды прорывают и метаморфизуют отложения верхнепермской барабашской свиты и перекрывают верхнепермской чандалазской свитой или нижнетриасовыми отложениями (о. Русский).

Дайковые породы формировались в два этапа. В первый этап возникли мелкозернистые граниты, аplitы, гранит-порфиры, гранодиориты-порфиры, риолиты, пегматиты; во второй — диоритовые и плагиоклазовые порфиры, спессартиты, керсантиты, диабазовые порфиры и диабазы. Пегматиты и аплиты встречаются только в пределах интрузивных массивов. Диоритовые порфиры в Седанкинском массиве распределены в виде кислых жильных породы. Радиологический возраст аplitа с о. Рейнеке — 210 млн. лет, пегматита с о. Фургельма — 200 млн. лет.

Пространственно и генетически с пермскими гранитоидами связанные проявления олова, свинца, мышьяка, молибдена, вольфрама, ртути, граносениты (U_{PS}) слагают телаплощадью около 4 км^2 в нижнем течении р. Раздоллья, а также встречаются в эндоконтактах более крупных гранитоидных массивов (о. Русский, бас. рек Седанка, Пойма). Граносенииты представляют собой розовые средне- и крупнозернистые порфировидные породы с выделениями пегматоклаза и калиевого полевого шпата. Основная масса сложена агрегатом кварца и кальнико-полевого шпата с микропегматитовой структурой. Из темно-ливового встречается хлоритизированный биотит. Породы обычно интенсивно альбитизированы, калишпатизированы, эпилитизированы, иногда окварцированы и хлоритизированы. В эндоконтактовой зоне проявлены контактизация и ассимиляция, приводящая к возникновению более основных разностей пород. Интрузии граносениитов прорывают и метаморфизуют эфузивы верхнепермской барабашской свиты и пермские диориты.

Дайковые породы, связанные с граносениитами, представлены аплитами, гранит- и гранодиорит-порфирами, спессартитами (?).

Субвуликанические образования

Пермские субвуликанические обра зования (л.) связаны с вулканогенными породами барабашской, Владивостокской и дунайской свит пермского возраста. Они расположены в полях развития вулканитов и часто приурочены к разломам. Тела представляются штоками, некками и дайками риолитов, риоладиитов, гранит-порфирами. На карте показаны только наиболее крупные тела на севере п-ова Муравьев-Амурского и в бас. р. Пр. Барсукова, сложенные относительно свежими риолитами и гранит-порфирами ($\text{SiO}_2 = 74-75\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,9-8,8\%$, при преобладании K_2O). Пространственно к пермским субвуликаническим образованиям приурочены проявления золота, ртути, вольфрама, редких земель.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Позднемеловые интрузивные образования в восточной части территории участвуют в строении сложных плутоново-вулканических зон, реже образуют самостоятельные тела. Рядом исследователей [24, 72] эти интрузии выделяются в Татибинский и Ольгинский (бачелазский) комплексы.

Интрузии Татибинского комплекса распространены в Партизанской и Центрально-Сихотэалинской зонах. Они слагают крупные двухфазные

тела площадью от 5 до 500 км^2 , со следующей последовательностью внедрения: 1) диориты, монцодиориты, кварцевые диориты и орбиты ($\delta\text{K}_2\text{O}$); 2) гранодиориты, монцогранодиориты ($\text{U}\delta\text{K}_2\text{O}$), гранодиориты ($\text{U}\delta\text{K}_2\text{O}$), граппиты ($\text{U}\delta\text{K}_2\text{O}$).

К Татибинской композиции отнесены Пиданский, Побединский массивы и несколько более мелких тел в бас. рек Шартизанская и Киевка. Среди них [24] выделяются интрузии, приуроченные к зонам разломов и интрузий, расположенные в складчатых структурах. Первые (Литовский массив) вытянуты по простиранию разломов, имею круговые контакты. Площадь их не более 150 км^2 . Вторые (Пиданский массив) характеризуются несколько большими (до 200 км^2) разломами, относительно более плоской кровлей, более или менее круглыми контактами, иногда параллельными напластованию вмещающих пород. Их расположение определяется скрытыми интрузиями. Площадь их не более 150 км^2 . Вторые (Пиданский массив) характеризуются несколько большими (до 200 км^2) разломами, относительно более плоской кровлей, более или менее круглыми контактами, иногда параллельными напластованию вмещающих пород. Их расположение определяется скрытыми интрузиями. Площадь их не более 150 км^2 .

Дайковые породы Татибинского комплекса представлены аплитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диабазами, диоритами, порфиритами, спессартитами. Интрузии прорывают сеномант-туронские отложения. Породы первых фазы перекрыты кислыми маастрихтскими вулканитами. Связь интрузии с позднемеловыми вулканитами недостаточно ясна. Возможно, что кислые породы второй фазы являются сантоносским эфузивом. С породами комплекса связаны проявления вольфрама, молибдена и золота.

Интрузии Ольгинского (бачелазского) комплекса приурочены в основном к Восточно-Сихотэалинскому вулканическому поясу. Наиболее крупные тела достигают по площади 500 км^2 . Как правило, это штоки или наклонные интрузивные залежи (Владимирский массив). Глубина формирования их определяется от 500 до 1000 м. Интрузии имеют разную глубину эрозионного среза. Некоторые массивы вскрыты только в альбинонитах. Массивы сложены диоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами ($\delta\text{K}_2\text{O}$), гранодиоритами ($\text{U}\delta\text{K}_2\text{O}$); биотит-биотит-роговато-баклановыми и аляскинскими гранитами ($\text{U}\delta\text{K}_2\text{O}$), а также граносениитами. Преобладающими в составе комплекса являются граниты. В породах комплекса калий преобладает над натрием.

Интрузии сопровождаются ореолами ороговикования, биотитизации, турмалинизации и скарнообразования. Интрузии комплекса прорывают и метаморфизуют верхнемеловые вулканиты, соотношение их с палеогеновыми вулканическими толщами в пределах листа недостаточно ясны. Е. В. Быковская (1960) и М. А. Фаворская (1956) отмечали, что обломки гранитов, подобных гранитам Владимира, встречаются среди пород богословской свиты.

Дайки, связанные с интрузиями комплекса, расположаются в самих массивах или в их эзоконтактах и внедряются в следующей послелавтельности [24]: за интрузиями гранодиоритов и гранитов следуют дайки спессартитов и аплитов, за аляскинами формируются аплиты второй генерации. Последними внедряются разнообразные гранит-порфиры, риолиты, габро-порфиры, диоритовые и кварцевые диоритовые пог-фиры.

С интрузиями связаны проявления олова, свинца, цинка, меди, молибдена и, возможно, золота.

Субвуликанические образования

Неогеновые субвуликанические образования

Позднемеловые субвуликанические тела и эруптивные аппараты распространены в Прибрежной, Восточно- и Центрально-Сихотэалинской и Партизанской зонах. По составу выделены: альбазиты и андезиты, порфириты (aK_2), комагматичные вулканиты сианнической свиты, риолиты, риодалиты и даситы (dK_2), комагматичные вулканиты приморской серии и сиановской свиты.

Эти породы слагают округлые или вытянутые штоки с крутыми извилистыми контактами, субвуликанические жестьственные залежи, некки, дайки. Протяженность тел от 100 до 1200 м при площади 8—12 км². Многие из них формировались в несколько этапов. От вулканитов породы субвуликанических тел отличаются только несколько лучшей раскрытизацией и формой залегания.

ПАЛЕОГЕННЫЕ ИНТРУЗИИ

Палеогеновые интрузии, тесно связанные с формированием Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, выделяются в приморский комплекс. По-видимому, этот комплекс в наименее время объединены палеогеновыми интрузиями разного возраста. Часть из них может быть комагматична вулканитам раннепалеогеновой багопольской свиты, а часть является более молодыми — средне- или позднепалеогеновыми. Имеются данные о том, что некоторые интрузии прорывают вулканиты багопольской свиты и перекрываются отложениями угловской свиты. В связи с невозможностью в настоящее время выделения разновозрастных интрузий, в данной работе они отнесены к палеогену без более дробного расчленения.

Интрузии приморского комплекса на данной территории обычно слагают трещинного типа тела площадью до 60 км². Пространственно они встречаются как среди вулканогенных пород Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, так и далее за его пределами, иногда внес полей распространения вулканитов.

В приморский комплекс объединены следующие группы пород: диориты и квадратевые диориты (δD_r); гранодиориты и редко гранодиорит-порфиры (γD_r); граниты и гранит-порфиры (γP_r); граносиениты и граносиени-порфиры ($\gamma \#P_r$). Соотношения между этими группами пород точно не установлены, так как они, как правило, слагают самостоятельные тела. Радиологический возраст пород комплекса от 48 до 60 млн. лет.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Наиболее древними интрузивными образованиями являются крупные тела основных пород. Вместе с вулканогенно-кремнисто-терригеническими толщами они могут быть отнесены к начальным этапам формирования Центрально-Сихотэалинского геосинклинального прогиба. Эти интрузии по некоторым особенностям можно сопоставить с габбро-перидотитовой формацией. Формирование этих пород происходило в результате дифференциации в самой магматической камере из сравнительно небольшого количества расплава и, вероятно, именно этим объясняется отсутствие полезных ископаемых, связанных с габбродиальными породами.

В жестких структурах Ханкайской и Южно-Приморской зон процессы заложения и формирования Центрально-Сихотэалинского прогиба оправдывались в появлении круглых гранитоидных интрузий. Становление этих габбродиальных интрузий во многом определило современный облик Ханкайской и Южно-Приморского массивов.

В Даубихинской (Арсеньевской) зоне в южном обрамлении Ханкайского массива распространены преимущественно кислые вулканиты среднедевонского возраста, сопровождаемые разнообразными субвуликаническими телами риолитов, гранит-порфиров, габбро, андезитов и др. Н. Г. Мельников и О. Г. Старов (1972, 1981) считают эти вулканиты сибирскими гранитоидами шмаковского комплекса. Показательно, что состав и типы рудной минерализации, связанной с вулканитами и гранитоидами и представленной золотом, оловоом, вольфрамом, свинцом, никелем, хромом и в общем характерны для зон сопряженной магматической активиза-

Второй этап развития Восточно-Сихотэалинского геосинклинального прогиба отразился в форме и составе первых интрузивных образований, группирующихся в два комплекса. В Центрально-Сихотэалинской зоне в начальный этап сопутствуют с основными вулканитами пермско-каменноугольного возраста формируются стабодифференцированные габбродиные интрузии габро-диабазовой формации, а цикл гранитоидные сложнопостроенные многофазные интрузии седангинского комплекса. Эти интрузии присутствуют в Ханкайской, Даубихинской (Арсеньевской) и Южно-Приморской зонах. Как правило, они тесно связанны с первыми вулканическими и субвулканическими образованиями, с которыми образуют непрерывный ряд вулканогенно-интрузивных формаций. С кислыми интрузиями связаны золото, олово, зольфрам, свинец.

Триасовые и юрские интрузивные образования в пределах описанной территории не установлены. Нижне-среднегорские вулканиты спилит-диабазовой формации отмечают начало мезозойского геосинклинального цикла. Несколько особое положение занимают позднегорские субшелочечные базальтоиды погской свиты, которые вместе с ультраосновными и шелочечными интрузиями, развитыми севернее территории листа, могут быть охарактеризованы как рифтогенные образования, связанные с разломами глубокого заложения, формирующимися в процессе развития мезозойского Восточно-Сихотэалинского геосинклинального прогиба. Ю. П. Бильюк считает силлы, некки и дайки диабазов и диоритовых порфириотов субвулканическими аналогами (подводящими каналами) вулканитов логской свиты.

Позднемеловые преимущественно гранитоидные интрузии возникли

в условиях стабилизации мезозойской складчатой области и активизации окружающих ее консолидированных структур. Выделяются два комплекса (татибинский и ольгинский), несколько различающиеся по возрасту, составу, условиям формирования. С запада на восток отмечается омолаживание возраста интрузий и уменьшается глубина их формирования, параптеренированность, увеличивается количество калиевых разностей и устанавливается связь интрузий с вулканогенным образованиями. Все эти интрузивные комплексы могут быть отнесены к группе плутоно-вулканических формаций, завершающих развитие складчатых областей [42]. Развитие их связано со становлением Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса.

В палеогене продолжалось формирование преимущественно кислых вулканогенных пород и связанных с ними интрузивно-разрушающих, вероятно, единственный ряд плутоно-вулканических формаций. Образование огромных масс вулканитов в позднемеловое — неогеновое времяшло преимущественно за счет эксплозий, реже извержений или чередований эксплозий и извержений. Практически каждому циклу вулканизма присущи однообразные субвулканические образования.

В неогене возникли различного типа вулканические аппараты, выполненные шелочными базальтоидами. Следует заметить, что в зонах распространения щелочных базальтоидов на территории Китая обнаружены молодые алмазоносные кимберлиты.

ТЕКТОНИКА

Тектоническое строение региона описано во многих работах [11, 24, 28, 40], но единого мнения о его тектоническом районировании и истории геологического развития до сих пор не выработано. В целом этот регион входит в Тихоокеанский полвижной пояс и выделяется в Амурскую [54], или Дальневосточную [76], складчатую область, подразделяемую в пределах листа на южную часть Сихотэ-Алинской складчатой системы и двумя массивами — Ханкайский (южная его часть) и Южно-Приморский. Н. П. Ложаком [58] данные массивы рассматриваются как единый срединный массив. Эти крупные тектонические подразделения сложены разновозрастными структурными комплексами, переработанными активационными процессами (рис. 2).

Наиболее древний — позднетретерозойско-раннепалеозойский комплекс известен только в Ханкайском массиве [31], входящем в пределы листа своей южной части. Этот комплекс обнажен в районе г. Уссурийска и представлен позднетретерозойской терригенно-карбонатной формацией, слагающей Уссурийскую антиклиналь, имеющую близшипротное направление, длину до 4,5 км при ширине 3 км. Складка прямая с углами наклонов крыльев до 40°, осложненных дополнительной складчатостью. Внутренняя структура Южно-Приморского массива недостаточно ясна, так как метаморфические породы, которые могут быть отнесены к позднему протерозою, обнажаются в мелких тектонических блоках или представлены останцами среди гранитоидов только на побережье залива Петра Великого и близлежащих островах.

Оба массива сильно переработаны активационными процессами, которые по-видимому, происходили в среднем палеозое, перми и мелу и выражались в виде интенсивной вулканической и интрузивной деятельности. Эти процессы значительно затруднили установление границ указанных массивов и усложнили их внутреннюю структуру. Некоторые исследователи считают Ханкайский массив срединным, другие — краевым [58]. Имеются представления о том, что Ханкайский массив и, вероятно, Южно-Приморский являются древними геосинклинальными сооружениями и входят в состав Сихотэ-Алинской складчатой системы [56, 57].

Более молодые структурные комплексы слагают в основном Сихотэ-Алинскую складчатую систему и лишь местами выходят за ее пределы.

Сихотэ-Алинская складчатая система имеет петрогенное строение

и подразделяется на Даубихинский (Арсеньевский) краевой прогиб, Центрально-Сихотэалинский и Прибрежный антиклиналь и Восточно-Сихотэалинский синклиналь, которые в пределах листа попадают лишь частично. Кроме того, на листе выделяется южная часть Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса и Партизанский наложенный прогиб.

Средне-позднепалеозойский структурный комплекс выделяется в Даубихинском (Арсеньевском) прогибе и в Центрально-Сихотэалинском и Прибрежном антиклинариях. Он сложен сибирскими, девонскими, кеменоугольными и пермскими образованиями. Этот комплекс может быть подразделен на три структурных этажа, которые в конкретных зонах несколько отличаются объемами слагающих их пород.

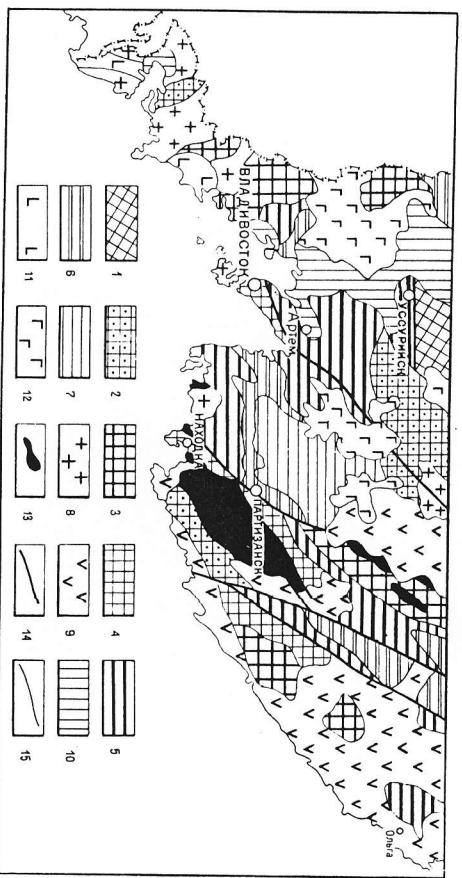


Рис. 2. Тектоническая схема территории пос. К.-Д., (53). Составил Р. И. Соколов.

1 — позднепалеозойско-раннепалеозойский складчатый комплекс; 2—4 — нижний этаж, 3 — средний этаж, 4 — верхний этаж, 5 — мезозойско-кайнозойский складчатый комплекс; 6 — мезозойский этаж; 7 — верхний этаж, 8 — средний этаж; 9 — мезозойско-кайнозойский активизаций; 10 — кайнозойский; 11 — позднепалеозойские андезиты; 12 — палеоподавльяты; 13 — палеозойские массивы Ульяновского и Габровских габбродиоритов; 14 — основные разломы; 15 — границы структурных комплексов и этажей.

Даубихинский (Арсеньевский) краевой прогиб в пределах листа имеет нечеткие границы, особенно на юге и западе. В пределах прогиба нижний этаж представлен андезит-риолитовой формацией и, в меньшей мере, песчано-глинистой и вулканогенно-осадочной формацией среднего девона. Возможно, что к этому этажу могут быть отнесены и вулканиты среднего состава Хасанского района, условно относимые к силуру. Средний этаж, отделенный от нижнего крупным перерывом II в ряде случаев структурным несогласием, сложен преимущественно карбонатно-терригенной и вулканогенно-осадочной формацией ранне- и позднепалеозойского возраста, а верхний этаж — терригенной и карбонатно-терригенной формацией поздней перми.

Складчатые структуры этого этажа несколько отличаются. В нижнем этаже преобладают обычно изометричные вулканогенные структуры купольного и кальдерного типа размером от 1500 км² (Малиновский купол) и меньше. Углы наклона крыльев обычно 5—20°, редко до 40°. Только вблизи разломов и экструзивных тел углы наклона слоев увеличиваются.

Средний этаж часто контактирует с нижним по разломам и дистоцирован более интенсивно. Здесь наблюдаются брахиформные складки в основном северо-восточного простирания. Длина складок достигает 30 км при ширине до 13 км. Углы наклона крыльев от 10 до 70°. На п-ове Муравьева-Амурского и севернее выделяется крупная антиклинальная структура, иногда именуемая Муравьевским антиклиниорием. Общая длина этой структуры около 190 км при ширине до 15 км. Структура состоит из ряда 'кубусообразно' расположенных антиклинальных и синклинальных складок протяженностью до 25 км и шириной до 3 км. Складки прямые асимметричные, иногда своды антиклиниория имеют уплощенную форму. Падение крыльев 30—40°, редко до 60°. В складках более низкого порядка углы наклона крыльев достигают 80°. Аналогичные складчатые структуры характерны и для верхнего этажа.

В Центрально-Сихотэалинском антиклиниории к нижнему этажу относятся отложения кривинской серии, условно силурийского возраста, и крупные массивы габброидов среднепалеозойского возраста. Кривинская серия, представленная вулканогенно-терригенной формацией, обнажена только в южной части антиклиниория, где слагает Кривинскую (Бантускую) антиклиналь протяженностью около 60 км при ширине от 5 до 10 км. Складка опрокинута на юго-восток. Крылья осложнены более мелкими складками с падением крыльев до 80°. Соотношения осадочных и вулканогенных образований внутри серии недостаточно ясны, так как большинство контактов между ними тектонические. В массиве габброидов имеются отдельные узкие грабеноподобные впадины, выполненные ксенолитами в габброидах присутствуют более древние образования.

К второму структурному этажу в антиклиниории относятся каменноугольные и пермские отложения, относящиеся к кремнисто-сланцевой, спилито-диабазовой и терригенной формациям. Соотношения этого этапа с нижним не выяснены, но предполагается, что они залегают несогласно.

В верховьях р. Уссури хорошо обнажена антиклиналь длиной около 70 км при ширине до 8 км. Осевая плоскость под углом 70° наклонена на юго-восток. Ядро складки сложено самаркандской свитой, крылья — южно-восточное крыло наклонено до 40°, юго-восточное — до 70°. Дополнительные складки — прямые, косые и опрокинутые, имеют длину до 3 км с амплитудой в несколько сот метров.

К верхнему структурному этажу отнесены позднепермские преимущественно терригенные, реже карбонатно-терригенные формации чанчаласской свиты, которая залегает резко несогласно на среднепалеозойских габброидах и гранитоидах, часто в грабенообразных структурах, ограниченных с одной стороны надвигами.

В Прибрежном антиклиниории к нижнему этажу могут быть отнесены девонские известняки, обнаруженные пока только в районе горы Фудинов Камень, в узком тектоническом клине. Каменноугольные и раннепермские терригенные, кремнисто-терригенные и карбонатно-терригенные формации с небольшим количеством эфузивов среднего состава слагают средний структурный этаж. Внутри этажа имеется ряд несогласий, наблюдаемых не повсеместно из-за большого количества тектонических kontaktov. В ряде случаев эти несогласия могут оказаться кажущимися связями с трангрессивным или регressiveным характером формирования пород в условиях дифференцированных движений при осадконакоплении. Складчатые структуры этого этажа имеют, как правило, северо-восточное простирание, а вблизи Прибрежного разлома — почти меридиональное. Шариры складок погружаются к северо-востоку. Длина складок 25—40 км, крылья обычно об包围аны разломами. На крыльях складок углы наклона слоев достигают 50—90°. Складки прямые и косые, иногда опрокинутые на северо-запад.

Верхний этаж представлен терригенной песчано-глинистой формацией поздней перми. Этаж отделен от нижележащего крупным несогласием, но складчатые структуры смежных этажей однотипны.

Позднепалеозойско-мезозойский складчатый комплекс, охватывающий интервал времени от конца поздней перми до тура включительно, распространен во всех зонах, но особенно полно представлен в Центрально-Сихотэалинской, Восточно-Сихотэалинской и Партизанской зонах. Комплекс подразделяется на три структурных этажа, отличающихся составом и строением в разных зонах.

В Центрально-Сихотэалинской зоне нижний этаж сложен геосинклинальными образованиями, по возрасту охватывающими интервал от конца поздней перми до верхней юры включительно. В нижней части этажа (пермь — нижняя юра) преобладает глинисто-песчаниковая формация,

а в верхней (средняя и верхняя юра) — вулканогенно-осадочная и субщелочных базальтовых. Породы этажа выполняют прогиб, наложенный на палеозойские структуры. В пределах прогиба выделяется несложный антиклинальных и синклинальных складок, наиболее крупной из которых является Извилинская (Сыдашоуская) синклиналь длиной до 45 км. Склады 70°. К среднему этажу отнесены терригенные глинисто-песчаниковые формации, сформировавшиеся в промежуток времени от берриаса до среднего альба. Этаж залегает резко несогласно на подстилающих образований. Наблюдаются перерыв и внутрь этажа между валанжином и готеривом, обусловленным, по-видимому, готеривской трангрессией. Этот этаж слагает широкие пологие синклинальные складки, в которых крутые углы наклона наблюдаются только вблизи разломов. Верхний этаж в данной зоне в пределах листа не наблюдается.

В Восточно-Сихотэалинской зоне нижний этаж образован геосинклинальными, в основном терригенными, в том числе флишиоидными формациями, при подчиненной роли кремнисто-терригенных формаций триаса и юры. По-видимому, местами присутствуют отложения и верхней перми, поэтому можно предполагать, что фундаментом мезозойского комплекса служат палеозойские структуры, аналогичные структурам Центрально-Сихотэалинского и Приморского антиклиниория. Аналогичен состав нижнего этажа и в южной зоне, однако здесь несколько увеличивается количество кремнистых пород. Средний этаж отделен от нижнего структурным несогласием иложен в Восточно-Сихотэалинской зоне берриас-альбскими, а в Прибрежной — берриас-валанжинскими терригенными формациями.

В Восточно-Сихотэалинской зоне мезозойские отложения зажаты в тектоническом клине, в связи с чем они смыты в узкие линейные складки, подходящие к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому под углом до 30°. Крупные складки, имеющие протяженность до 30 км и более и ширину до 7 км, осложнены дополнительными кулисообразно расположенным прямыми, наклонными и опрокинутыми складками длиной до 5 км и шириной до 0,5 км. Углы падения крыльев до 80° и более. Видимая амплитуда складок до 500 м. Складки рассечены многочисленными продольными и поперечными разломами, среди которых имеются надвиги и свиты. В Прибрежной зоне складки имеют более пологие углы наклона крыльев (40—60°), хотя местами наблюдаются прямые узкие складки (Тайхинская синклиналь), протяженностью до 40 км при ширине 4—5 км с углами наклона крыльев 50—80°. Верхний структурный этаж, сложенный вулканическими (преимущественно андезитовыми) и вулканогенно-осадочными формациями сеномана и турова, выделяется в Прибрежной зоне. Он резко несогласно залегает на нижнем и среднем этажах и образует пологие брахиформные складки.

В Даубихинской (Арсеньевской) зоне наиболее четко выражен нижний этаж, представленный позднепермскими, триасовыми и юрскими формациями. Для этажа характерны брахиформные складки восточно-северо-восточного простирания длиной 10—30 км при ширине от 2 до 20 км. Углы падения пород на крыльях складок обычно до 20°, редко до 40°, вблизи разломов углы падения достигают 60—70°. Средний (готерив—альб) и верхний (альб—сеноман) этажи обнажены фрагментарно по краям Раздольницкой впадины. Для этих этажей также характерны брахиформные складки с пологими углами наклона склонов. Недостаточно ясно тектоническое положение мезозойского Партизанского прогиба (Партизанская зона), занимающего значительную часть территории. Прогиб наложен на структуры Ханкайского и Южно-Приморского массивов, Даубихинского (Арсеньевского) краевого прогиба и, возможно, Центрально-Сихотэалинского антиклиниория. Прогиб вы-

полнен в основном субплатформенными мезозойскими терригенными морскими и континентальными отложениями. В пределах прогиба несколько условно можно выделить три структурных этажа. Нижний этаж (триас и верхний триас и юра) сложен преимущественно морскими, реже континентальными (в верхнем триасе и юре) песчано-глинистыми формациями. Этаж залегает резко несогласно на средне-позднепалеозойском складчатом комплексе. Внутри этажа обнаруживаются географические (местами стратиграфические) несогласия на границе триаса и средней юры и между средней и верхней юрой. К среднему этажу, залегающему несогласно и со стратиграфическим перерывом, отнесены готерив-альбские (местами возможны, валанжинские) терригенные угленосные отложения сучанской серии. В верхний этаж включены альб-сеноманские пестроветвистые и красноцветные песчано-глинистые формации коркинской серии и сеноман-туронские вулканогенно-осадочные (с андезитами) формации дадиньшанской свиты. Породы, слагающие прогиб, дислоцированы в брахиформные складки, по-видимому, субплатформенного типа, в большинстве своем имеющих в плане форму дуг, выпуклых к северо-западу. Выделяется несколько брахиоклиналей (Пинканская, Домашлинская и др.) и брахиоклиналей (Нововасильковская, Петровская, Суходольская, Промышловая и др.). Длина отдельных наибольших крупных складок от 20 до 45 км при ширине от 7 до 30 км. Простирание складок от близширотного до северо-восточного. Падение крыльев 5—15°, вблизи разрывных нарушений углы наклона достигают 45°. Более круглые углы наклона крыльев (до 75°) фиксируются в мелких складках. Узкие линейные складки северо-восточной части Протиринской зоны. В пределах рассматриваемой территории можно выделить три эпохи активизации и соответственно три самостоятельных комплекса. С наиболее ранней — среднепалеозойской эпохой, проявившейся в пределах Ханкайского и Южно-Приморского массивов, связано формирование крупных массивов габброидов партизанско-киевского комплекса и гранитоидов шмаковского и гродековского комплексов. Эти интрузии в значительной степени переработали структуры массивов. Возможно, что с этой эпохой активизации связано и проявление девонской базальт-андезит-риолитовой формации, приуроченной к мобильно-частям массивов.

Мезозойско-кайнозойская активизация обусловила формирование вулканических поясов и зон. На востоке, вдоль побережья Японского моря, расположена Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс, а в средней части территории — Пржевальская вулканическая зона. Эти структуры, относимые или к орогенному этапу, или рассматриваемые как структура типа краевого прогиба или активизации, сложены андезит-риолитовой формацией мелового и палеогенного возраста и несогласно залегают на подстилающих образований.

Вулканический пояс рассечен серией поперечных нарушений, определяющих некоторое различие в составе и мощности эфузивов в отдельных блоках. В целом эфузивы слагают пологие брахиоскладки, осложненные большим количеством вулканоструктур типа куполов и кальдер. ограниченных дуговыми или кольцевыми разломами. Отмечается большое количество центров извержения, иногда разновозрастных, но практически сближенных. Углы наклона слоев в вулканических толщах редко превышают 20°, но вблизи эruptивных центров и разломов наблюдаются и более круглые углы падения. С этой эпохой активизации, по видимому, связано и вскрытие гранитоидов татибинского и ольгинского комплексов, далеко выхоливших за пределы вулканического пояса и вулканических зон. Эти гранитоиды широко распространены в Прибрежной, Центрально-Сихотэалинской, Партизанской и Южно-Приморской зонах и, как правило, образуют дискордантные тела.

Наиболее молодой — кайнозойский структурный комплекс активи-

зации слагает в основном впадины, среди которых наиболее крупной является Суйфунская (Раздолинская). Этот структурный комплекс, представленный во впадинах молассовой, терригенных, местами угленосными формациями, залегает несогласно на различной более древних комплексах. Внутреннее строение впадин осложнено более мелкими структурами, формирование которых часто зависит от строения поверхности фундамента. Простирание этих структур от меридионального до близшитротного. Обычно углы наклонов слоев на крыльях не превышают $5\text{--}12^\circ$, к центральным частям структур углы наклона слоев уменьшаются. Кроме того, к этому структурному комплексу активизации могут быть отнесены олиголеновые вулканические образования, риолит-андезитовой формации Хасанского района и платобазальты Шкотловского и Штранского (Борисовского) районов. Эффузивы олигопена и базальты практически залегают горизонтально.

Большую роль в тектоническом строении района принадлежит разломам, разграничивающим крупные структуры, а также расположеннымся внутри этих структур или пересекающимися несколько структур. Преобладают разломы северо-восточного направления, близкие по простиранию к складчатым структурам, и секущие — северо-западного направления. Наиболее крупными разломами являются Западный Сихотэ-Алинский, Даубихинский (Арсеньевский), Партизанский, Центральный Сихотэ-Алинский, Прибрежный, которые рассматриваются как глубинные. Западный Сихотэ-Алинский разлом в своей северной части разделяет Ханкайский массив и Даубихинский (Арсеньевский) краевые прогиб. Разлом, как глубинная структура, определяется по косвенным данным. К зоне разлома приурочены многочисленные разновозрастные интрузии. Он подчеркивается линейно-вытянутыми аномалиями силы тяжести. Южное окончание разлома в пределах листа четко не определено. Можно предполагать, что он продолжается до устья р. Раздолинской. Задолжие разлома обычно относится к ранней перми. Однако весьма вероятно, что на отдельных отрезках он существовал уже в среднем девоне и контролировал проявление девонского вулканизма. Активность разлома была длительной, последние подвижки по нему относятся к началу кайнозоя.

Даубихинский (Арсеньевский) разлом на севере проходит по границе Даубихинского (Арсеньевского) прогиба и Центрально-Сихотэ-Алинского антиклиниория. И.И. Берсенев [11, 24] на юге ограничивает его Южным Сихотэ-Алинским швом. Однако, судя по геологической ситуации и геофизическим полям, можно предполагать, что Даубихинский разлом продолжается южнее к изоговою Уссурийского залива. Возможно, что здесь к системе разлома могут быть отнесены надвиги, ограниченные с востока Муравьевский антиклиниорий. Одной из ветвей Даубихинского разлома может быть и Партизанский (Сучанский) разлом, прослеженный вдоль долины р. Партизанская на 80 км. На данном участке, как и в более северных районах [27], этот разлом трактуется как надвиг с наклоном поверхности сместителя на юго-восток под углом $25\text{--}45^\circ$. Амплитуда вертикального перемещения определяется в 300 м и более, амплитуда горизонтального смещения не установлена. Разлом представлен серий параллельных разрывов с зонами брекчирования и рассланцевания, шириной до 500 м. Возникновение разлома, по-видимому, относится к среднему палеозою, ко времени заложения палеозойской геосинклиналии. Этот разлом испытал неоднократные подвижки, но в пределах листа наиболее поздние движения по нему происходили не позднее начала позднего мела, что определяется перекрытием его позднемеловыми и палеогеновыми эффузивами.

Центральный Сихотэ-Алинский разлом отделяет Центрально-Сихотэ-Алинский антиклиниорий на севере от Восточно-Сихотэ-Алинского синклиниория, а на юге — от Прибрежного антиклиниория. Впервые разлом

выделен Н. А. Беляевским и Ю. Я. Громовым [8] и детально изучен Б. А. Ивановым [40]. Складчатые структуры Прибрежного антиклиниория и Восточно-Сихотэ-Алинского синклиниория вблизи разлома почти параллельны ему, а структуры Центрально-Сихотэ-Алинского антиклиниория срезаются под углом до 30° . Зона разлома местами шириной до 800 м, выполненные миллиметровыми, олигогранитовыми и ожелезненными породами. Иногда породы в зоне разломов превращены в вязкую тектоническую глину. К зоне разлома на многих участках приурочены разновозрастные массивы и дайки гранитоидов. Наиболее активно магматическая деятельность проявлялась в периоды наиболее интенсивных движений по разлому, а именно в посттектонское время. Интрузии в зоне разлома интенсивно катаклизированы и частично перемещены. Часть интрузивных массивов залегает в тектонических блоках и клиньях. Время образования разлома трактуется неопределенно. По-видимому, как крупная глубинная структура, разлом заложился уже в конце позднего палеозоя по грации Центрально-Сихотэ-Алинского антиклиниория и Восточно-Сихотэ-Алинского синклиниория. Начиная с юры и до палеопена по этой структуре происходили многократные горизонтальные перемещения, позволяющие относить разлом к левостороннему сдвигу с амплитудой не менее 150 км. Вертикальные перемещения точно не установлены, что обусловлено длительностью существования разлома и недостаточной изученностью вертикальных перемещений в домеловое время. В целом для разных участков эти амплитуды определяются от нескольких сот метров до нескольких километров [41].

Прибрежный разлом отвечает Восточно-Сихотэ-Алинский синклиниорий от Прибрежного антиклиниория. Время его заложения относится к позднему палеозою. В начале позднего мела вдоль него происходили надвиги тянущиеся. В настоящее время он выражен системой мелких надвигов, разорванных попечечными сдвигами. На значительном протяжении разлом перекрыт позднемеловыми и палеогеновыми эффузивами.

Кроме крупных разломов северо-западного простирания, широко распространены попечечные разломы северо-восточного и близшитротного простирания. Большинство из них имеют небольшую протяженность и малую амплитуду смещения. Считается, что эти разломы имели большое значение в отношении распределения вулканических и интрузивных пород и месторождений полезных ископаемых.

И. И. Берсеневым [11] в северной части территории листа, в основном по косвенным данным, выделяется Южный Сихотэ-Алинский шов, который, по его мнению, ограничивает с юга Ханкайский массив и прослеживается почти в широтном направлении до побережья Японского моря. Считается, что шов заложился в палеозое и на отдельных участках был активным до кайнозоя. Небольшой отрезок этого шва, по мнению И. И. Берсенева, обнажен вблизи г. Уссурийска, где в виде одного из разломов прослеживается на 20 км. Здесь же наблюдается серия более мелких параллельных сбросов. Предполагается, что по шву южный край Ханкайского массива надвинут на более молодые структуры.

Крупными близшитротными зонами разломов в восточной части территории являются Верхнеуссурийская (Ян-Муты, Ноузская) и Васильковская (Садагинская). Верхнеуссурийская зона разломов имеет ширину до 20 км и прослеживается на расстояние до 10 км на суше, в пределах цепи и континентального склона. В этой зоне развиты системы сбросов, сбросо-сдвигов с вертикальным перемещением до 2000 м. Разломы выражены зонами тектонических брекций и милюнитов мощностью до 300 м. К этой зоне разломов приурочено формирование депрессии в верховьях р. Уссури и излучения кайнозойских кислых и средних эффузивов. Наиболее крупный разрыв, ограничивающий зону с юга, пересекает Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Заложение разлома произошло

по-видимому, в позднем мелу, а последние подвижки по нему были в конце неогена или в начале четвертичного периода.

К северо-западным и близиширотным разломам приурочены поля эфузивов, экструзивные купола и интрузии. Вертикальные амплитуды разломов определяются в первые сотни метров.

Особыми разрывными структурами, распространенными в основном среди вулканогенных пород, являются колывевые и дуговые разломы, хорошо дешифрируемые на космических снимках. Они ограничивают купольные и кальдерные вулканические структуры разного ранга. Эти разломы представлены зонами мелких нарушений и сопровождаются экструзивными породами. К местам пересечения колывевых разломов с радиальными и секущими часто приурочена эндогенная минерализация.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В пределах рассматриваемой территории распространены преимущественно горный рельеф, относящийся к Сихотэ-Алинской (центральная и восточная части листа) и к Восточно-Маньчурской (западная часть листа) горным странам [20]. Разделяются они узкой депрессионной зоной, к которой приурочена долина р. Раздолинская, являющейся южным звеном системы Уссури-Ханкайских межгорных депрессий. Южная и восточная граница территории определяется побережьем Японского моря. Южные берега, располагающиеся преимущественно вкрест простирации геологических структур, имеют риасовый характер, восточные — продольные — почти лишенны бухт и заливов. Соответственно меняется и ширина прибрежного мелководья: от 100—200 км в первом случае, до 30—50 км во втором.

Формирование континентального рельефа Южного Приморья началось с конца мелового времени. На основные геоморфологические категории большой отпечаток наложили особенности геологического строения и древнего структурного плана, а также характер и интенсивность новейших тектонических движений, от напряженности которых во многом зависит энергия эндогенных деструктивных процессов. Эпохи замедления поднятий в горах сопровождались интенсивным срезыванием рельефа и формированием поверхности денудационного выравнивания, которые при последующих усилениях восходящих движений в значительной мере были разрушены. К настоящему времени в горах сохранились лишь отдельные реликты палеогеновых и миоценовых денудационных поверхностей и разновысотные вершинные уровни, определяющие ярусность горного рельефа. В предгорьях и в обрамлении межгорных депрессий поверхности денудационного выравнивания и педименты сохранились лучше. Значительное рельефообразующее значение в Южном Приморье имеют молодые (плиоценовые или плиоцен-раннечетвертичные) плато-базальты.

В морфоструктурном отношении горные сооружения можно отнести к категории сподово-блоковых морфоструктур, а зону Раздолинских депрессий — к грабен-синклинальной морфоструктуре.

Сихотэ-Алинская морфоструктурная область характеризуется преимущественно средне- и низкогорным рельефом с абсолютными высотами не более 800—1000 м. Лишь отдельные вершины (Лысая, Снежная) превышают 1500 м. Максимальную отметку (1855 м) имеет гора Облачная. В целом горное сооружение Сихотэ-Алиня имеет северо-восточное простирание благодаря четким границам (имеющим то же простирание) с зоной депрессий и акваторий Японского моря (от м. Поворотный). Составляющие же горную систему гряды имеют весьма разнообразную ориентировку, определяющуюся спецификой геологического строения и неотектоникой. Согласно с генеральным сихотэ-алинским простирающим палеозойских и мезозойских складчатых формаций сформированы возвышенности между Амурским и Уссурийским заливами, гряды бассейна р. Партизанская, отроги главного водораздела в вер-

шими частях и в начале четвертичного периода.

К северо-западным и близиширотным разломам приурочены поля эфузивов, экструзивные купола и интрузии. Вертикальные амплитуды разломов определяются в первые сотни метров.

Особыми разрывными структурами, распространенными в основном среди вулканогенных пород, являются колывевые и дуговые разломы, хорошо дешифрируемые на космических снимках. Они ограничивают купольные и кальдерные вулканические структуры разного ранга. Эти разломы представлены зонами мелких нарушений и сопровождаются экструзивными породами. К местам пересечения колывевых разломов с радиальными и секущими часто приурочена эндогенная минерализация.

шими частями

ховых р. Уссури и др. Нередко положение горных гряд определяется разломами, особенно долгоживущими (Центральный Сихотэ-Алинский разлом). С унаследованными движениями по разломам древнего заложения иногда связано значительное усиление перемещений неотектонических блоков. Такой характер имеет приподнятый до высоты 1300—1600 м блок, ограниченный приразломными долинами рек Партизанская и Кинская и др.) связанны с внедрением крупных интрузий гранитоидов. В рельефе восточного склона Сихотэ-Алиня, развивающегося в зоне вулканического пояса, отражаются вулканические, вулкано-плутонические и вулкано-тектонические структуры. Распределение местных водораздельных гряд здесь имеет нередко концентрический рисунок, предопределенный магматогенными и вулкано-тектоническими структурами центрального типа. Ряд таких структурных форм расположены вдоль побережья к югу от зал. Ольга. Некоторые из них обрезаются береговой линией Японского моря. Значительное количество морфоструктур центрального типа в основном магматогенных и тектоногенных развито и в пределах осталльной территории Сихотэ-Алиня. Наиболее крупные из них показаны на карте морфоструктур центрального типа территории СССР (1977 г.). К их числу, в частности, относятся Артемовская и Даданьшанская центральные структуры, с которыми связаны изыскания молодых плюнгационных базальтов. Базальтовые плато образуют здесь основной геоморфологический фон. Слабонаклоненные и субгоризонтальные поверхности плато обрезаются крутыми склонами вдоль рассекающих их долин. Иногда плато расчленены на отдельные столовые возвышенности. В сторону предгорий лавовые потоки постепенно снижаются и эрозионно-денудационные склоны их соответственно теряют свою контрастность, а сами плато сменяются плоскими увалами.

Таким образом, эндогенно предопределенные элементы рельефа в Сихотэ-Алине имеют весьма широкое распространение, однако в большинстве случаев они существенно переработаны денудационными процессами и обнаруживают связь с древней структурой главным образом в простирании. Смена литологического состава пород субстрата отражается в изменении крутизны склонов и в степени расчлененности поверхности. Ведущим фактором морфолитогенеза является дизъюнктивный контроль. С разломами и перемещающимися по ним блоками связаны главные геоморфологические категории Сихотэ-Алиня.

В зависимости от ранга дизъюнктивов и их активности находятся те или иные элементы рельефа. Так, само пространственное положение и геоморфологическая выраженность горной страны Сихотэ-Алинь в целом определяются приуроченностью к приподнятом в�新нему концентрическому блоку Восточно-Азиатской кольцевой мегаструктуры (Соловьев, 1976, 1979; Амантов, Соловьев, 1979). Позиция районов горных впадин — все это определяется влиянием обновленных древних разломов. С перемещением концентрических блоков нередко связано хорошее выражение в современном рельефе структур центрального типа (например, морфоструктуры горы Облачной). Дизъюнктивальная предопределенность имеет на отдельных участках и главный водораздел Сихотэ-Алиня (северо-западное колено между речьми Киечки и Уссури).

По тектонической ослабленным зонам более энергично протекают денудационные процессы. В целом же денудация активно осуществляется деструкционную работу, благодаря чему Сихотэ-Алинь квалифицируется как структурно-денудационная горная страна. Сочетания эрозионных, эрозионно-денудационных, структурно-денудационных (в том числе липоморфных) и денудационных склонов определяют геоморфологический облик Сихотэ-Алиня. На наиболее приподнятых и расчлененных участках развит крутосклонный горный рельеф. Отдельные вершины гольцовье,

Ниже по склонам распространены закрепленные осыпи, по врезам — скальные выходы. Полнокия склонов закрыты делявиально-коллювальными цехлами и цлейфами. С выходами устойчивых к денудации пород связаны останцовые формы рельефа. Большинство водоразделов гребневидные. Нередко они примыкают к уплощенным водоразделам (реликтам древних поверхностей палеогенового и миоценового денудационного выравнивания), образуя с ними единные вершинные ярусы. Более значительные площади древних поверхностей денудационного выравнивания сохранились от расчленения близких к северной границы рассматриваемой территории (рис. 3). Следует заметить, что общая расчлененность рельефа восточного склона Сихотэ-Алиня больше, чем западного. Это объясняется непосредственной близостью моря, являющегося главным базисом денудации. Вдоль побережья преобладают абразионные обрывистые клифы. Отмельные берега редки.

В зоне прибрежного мелководья прослеживается подводное продолжение наиболее крупных речных артерий и отдельных структурных форм рельефа. На продолжающуюся абрацию побережья во многих местах (особенно к северо-востоку от м. Поворотный) указывает большое число полностью или частично отмытенных от суши абрационных останцов. Среди прочих характерных форм рельефа Сихотэ-Алиня нужно отметить подземный карст (бассейн р. Партизанская). Нельзя не остановиться на ледниковых формах, наличие которых признается не всеми исследователями Южного Приморья (А. М. Короткий и др.). Два ледниковых цирка, замыкающих короткие троговые долины в истоках р. Извилинка (северный склон горы Облачная) в свое время были описаны В. В. Соловьевым. Помимо геоморфологических данных, подтверждающих наличие островного горно-долинного оледенения о возможности существования палеоклиматической обстановки (особенно в позднечетвертичное время), благоприятные для возникновения в прошлом оледенения, свидетельствуют палинологические данные и особенности текстур четвертичных отложений в межгорных депрессиях. Спорово-пыльцевые спектры указывают на наличие перигляциальных комплексов растительности, а в четвертичных отложениях в ряде мест (Артемовская депрессия) установлены небольшие псевдоморфозы по ледяным клиньям и другие криоген-

Хасано-Горлековские горы, расположенные вдоль границы с Китаем, являются отрогом Восточно-Маньчжурской горной страны. Они представлены цепочкой низкогорных массивов и хребтов с абсолютными высотами 500—500 м. Лиши отдельных вершин достигают больших отметок: Б. Тигровая — 833 м, Луна — 919 м, Высотная — 996 м. Хасано-Горлековские горы образуют водораздел текущей по территории КНР р. Хуньчуньхэ с зал. Петра Великого. На восток с этого водораздела стекают короткие реки, имеющие неглубоко врезанные и довольно широкие долины. Кругосклонные формы рельефа развиты лишь в пределах наиболее приподнятых вершин и по эрозионно-денудационным врезам. В целом же преобладают пологосклонные возвышенности, переходящие в сторону побережья плоскоvalистыми денудационными рельефом. Лиши в северной части района (от широты п-ова Печанский) характер рельефа меняется. Здесь Хасано-Горлековские горы сменяются обширным базальтовым плато плиоцен-раннечетвертичного возраста, плоская поверхность которого расчленена ущельстивыми и V-образными речными долинами. Реки радиально расходятся от наиболее приподнятой (до 730—740 м) концентрической системы. Возникновение этого типа рельефа связано с эрозионным расщеплением изометрического плиоценового щитового вулкана.

болоченной дельте р. Туманной, на относительно приподнятых участках встречаются небольшие лоны.

Береговая линия рассматриваемой территории сильно изрезана. Широко распространены полуострова, мысы, бухты.

Раздольнинская депрессия — морфоструктура, как уже указывалось, является южным звеном цепи Уссури-Ханкайских межгорных депрессий. Подводный продолжением ее служит дно Амурского залива. В этой зоне преобладают элементы равнинного рельефа, развитого на сабо-диагенезированных и рыхлых отложениях миоценена и плиоценена.

Западная граница данной зоны проходит по левобережью р. Раздольной, оконтуривая Шуфандское вулканическое плато. Базальтовые покровы либо местами (район г. Уссурийск и пос. Раздольный) находят на правобережье Раздольной, образуя здесь невысокие столовые возвышенности.

Восточная граница зоны совпадает с предгорьями Сихотэ-Алиня. Преимущественным распространением здесь пользуются плоскогорьинные денудационные увалы и piedmontы. Срезающие как палеозойские гранитоидные интрузии, так и осадочно-вулканические мезозойские образования. Дополнительной денудационной птанации подверглись и выходы миоценовых отложений (Осиновская, Раковская мульды). Слегка волнистую, стабонаклонную поверхность, с небольшим уступом примыкающую к денудационным предгорьям, местами (между речею Комаровки и Раковки) слагают аллювиальные и пролювиальные галечники субтропической свиты плиоценена.

Остальная часть Раздольнинской зоны занята четвертичными террасовыми уровнями, связанными с эволюцией древнего Уссури-Ханкайского бассейна (верхние уровни ранне-среднечетвертичного возраста) и последующей эрозионной деятельностью притоков р. Раздольной.

Верхние уровни образуют водораздел Раздольной с Абрамовкой, принадлежащий к бассейну оз. Ханка, и помоем простираются к предгорьям, меняя свою высоту от 80 до 120—150 м над уровнем моря. В строении их принимают участие озерные и озерно-аллювиальные фации. Площадки этих террасовых уровней весьма склонны, склон наклоненные к осевой части зоны Дальнинские, очень пологие, бровки неясные. Более низкие позднечетвертичные и голоценовые речные террасы, вырезанные в вышеописанных уровнях, имеют небольшую ширину, но морфологически хорошо выражены. К югу от пос. Барановский днище долины р. Раздольной заметно расширяется, русло сильно меандрирует, а от пос. Раздольное дробится на сеть рукавов и проток, дренирующих заболоченную левиту. На высоких террасовых уровнях Раздольнинской зоны широко распространены овраги, многие из которых продолжают активно развиваться, увеличивая свою длину до 50—100 см в год.

Наконец, хотя бы кратко, нужно остановиться на «сквозных» геоморфологических категориях, развитых во всех морфоструктурных областях рассматриваемой территории. К ним относятся формы рельефа речного и морского происхождения.

Речная сеть рассматриваемой территории весьма разветвленная и, благодаря муссонному климату Приморья, весьма полноводная. Рисунок гидросети самый разнообразный, зависящий от особенностей структурного плана геологического субстрата. Встречаются и речистичные, и перистые, и параллельно-линейные, и радиальные, и концентрические водотоки. Морфологические параметры речных долин, помимо монистности водотока, зависят от векторной величины неотектонических движений, от удаленности от главного базиса эрозии, от прочности горных пород и от других факторов. Верховья горных рек обычно обладают V-образным поперечным профилем, круто падающим тальвагом и сокращенным количеством террас (распространяется, как правило, пойменный комплекс). В среднем течении долины расширяются и

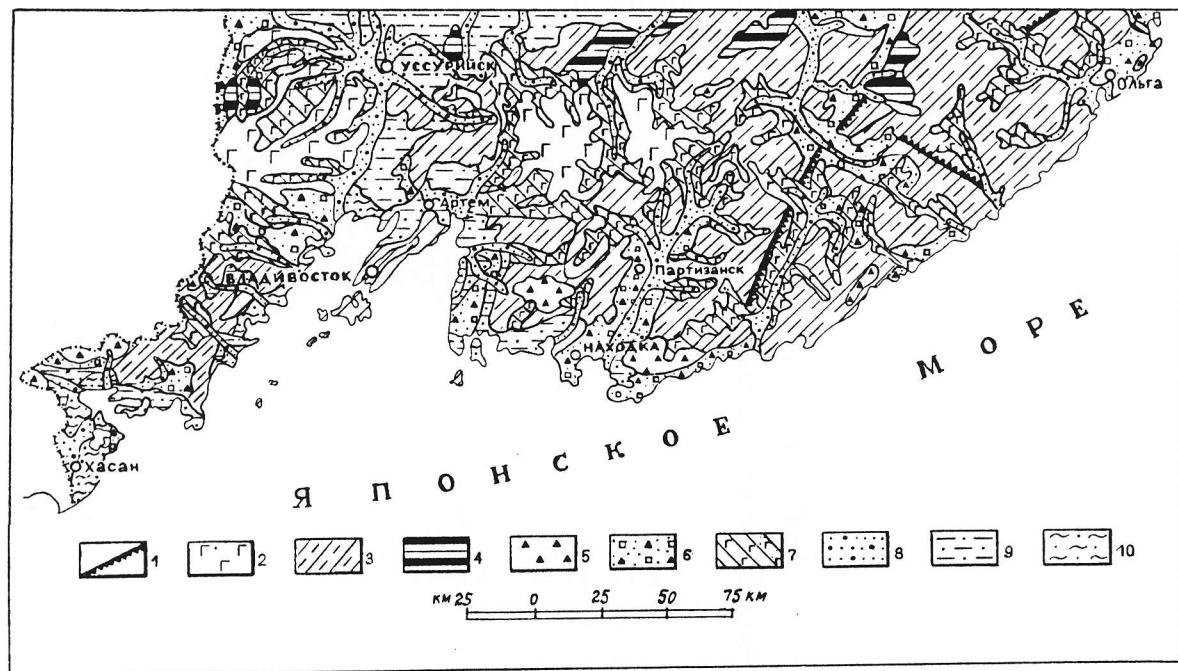


Рис. 3. Геоморфологическая схема

1 — склоны, предопределенные разломами, крутые; 2 — поверхность лавового плато, сложенного базальтами; 3 — склоны горных хребтов и возвышенностей, созданные комплексом склоновых процессов; 4 — денудационные поверхности выравнивания; 5 — водораздельные поверхности; 6 — выровненные поверхности, созданные комплексной денудацией; 7 — эрозионно-денудационные склоны; 8 — речные; 9 — озёрные; 10 — морские

ный и более выработанный продольный профили. Террасовые комплексы развиты достаточно полно. В низовьях рек, впадающих в море, долины имеют ящикообразный профиль, причем крутые склоны нередко сочетаются с широкой заболоченной поймой, а более высокие террасы на таких участках отсутствуют. Такое явление связано с влиянием голоценовой (времени последникового климатического оптимума) ингрессии моря. При выходе в межгорного депрессию (Раздольинская зона) речные долины практически исчезают — остаются лишь склоны врезов в высокие охрупко-аллювиальные уровни.

Речные долины, рассекающие базальтовые плато, имеют ущельственные или V-образные попеченные профили и крутонасыщенные продольные. На участках же выше активного эрозионного вреза верховья этих рек располагаются в блюдеобразных понижениях и лишены террас и напоминают равнинные водотоки.

Для горных рек в целом характерно наличие трех комплексов надпойменных цикловых террас ранне-, средне- и позднечетвертичного возраста. Высоты их нестабильны и зависят от энергии неотектонического перемещения блоков земной коры, которые они пересекают. Общий является сохранение высотных интервалов между комплексами и закономерное уменьшение их относительных превышений при движении вверх по долине.

Нижнечетвертичные террасы наиболее хорошо представлены во внутриторговых впадинах и приразломных понижениях. Относительные превышения их могут достигать от 30—50 до 100 м.

Среднечетвертичные террасы в среднем имеют превышение 20—45 м, позднечетвертичные — 12—18 м, голоценовые низкие и высокая поймы — соответственно от десятков сантиметров до первых метров.

Благодаря близости основного базиса эрозии реки восточного склона Сихотэ-Алиня обладают большей эрозионной способностью, чем реки западного склона. Следствием этого является значительная расщепленность и крутизна (до 30—40°) склонов дrenируемых ими горных возвышенностей. Кроме того, высокая «агgressивность» рек восточного склона предопределила возникновение перехватов ими части водосборного бассейна западного склона. Благодаря такому сравнительно молодому перехвату, были обезглавлены самые верховья Уссури, а линия главного водораздела переместилась к северо-западу более чем на 10 км.

Несмотря на большую протяженность береговой линии Южного Приморья морские террасы занимают здесь незначительные площади и ограничены в геохронологическом диапазоне рамками среднего плейстоцена — голоцен. Среднечетвертичные морские террасы встречаются наиболее редко. Они изменяют свою высоту от первых метров до 35 м в зависимости от неотектонического режима того или иного участка побережья. В. В. Соловьевым (1963 г.) описана на м. Пален (Уссурийский залив) абразионно-аккумулятивная терраса высотой 12—15 м, из песчано-галечниковых осадков которой собраны раковины пеллеципод и гастropод. По заключению О. Р. Скарлато, они типичны для фауны верхней сублиторали. По спорово-пыльцевым данным эти осадки сформированы в эпоху среднечетвертичного похолодаания климата. Характер распределения остатков моллюсков по разрезу свидетельствует о постепенном обмелении морского бассейна к концу среднечетвертичного времени.

Более низкие верхнечетвертичные террасы распространены несколько шире. Их пологонаклонные площасти (средняя высота 8—10 м) обычны в обрамлении бухт и небольших заливов. Фрагментарно, в виде абразионных или абразионно-аккумулятивных площасти они встречаются и на мысах. Среди песчано-галечниковых осадков этих террас также иногда встречаются обломки раковин морских моллюсков.

С голоценом, помимо ранее упомянутых (в пониженных зонах)

лайд и пляжей, которые на участках скалистых побережий заменяются узким каменистым пляжем. В низких морских террасах (побережье бухты Экспедиции) встречаются раковинные кучи (кухонные отходы) неолитических поселений Южного Приморья.

Нередко вблизи береговой линии проявлены невысокие (до 3—4 м) береговые валы. По измерению высоты их Г. С. Ганешин (1956) пришел к выводу, что отступание береговой линии Амурского залива равно 3—4 см в год.

Формирование современного рельефа рассматриваемой территории предопределено всей предшествующей геологической историей, на протяжении которой осуществлялось становление структурно-вещественных комплексов и тектонических неоднородностей. С конца мела, когда территория вступила в континентальный период развития, во взаимодействии с эндогенными факторами морфогенеза вступает разнобазовый комплекс экзогенных рельефообразующих процессов. В кайнозой орогенные движения окончательно распределены остовные области сноса и континентального осадконакопления. С этого времени морские бассейны не проникали сколько-нибудь глубоко внутрь территории. Дифференцированные перемещения блоков земной коры с тенденцией к поднятию на плоскости современных горных сооружений и погружения в зоне межгорных депрессий предопределили пространственную позицию основных геоморфологических категорий. По крайней мере двукратное замедление тектонических движений (в палеогене и миоцене) способствовало возникновению обширных денудационных поверхностей выравнивания. Интенсивные восходящие движения плиоценового возраста стимулировали глубокое эрозионно-денудационное расширение поднимающихся площадей и возникновение горного рельефа с одновременным накоплением продуктов разрушения в депрессиях. Данный импульс активизации привел к вспышке вулканизма и возникновению субширотного Гродековско-Шкотовского пояса вулканического рельефа. Неотектонические сводово-блочные движения проявлялись в основном по унаследованному плану, приспособливаясь к рисунку древних ослабленных зон. Распределение новейших геодинамических напряжений регулировалось глубинными продолжительными разломами и сквозными разломами (главным образом поперечными). Благодаря этому, древние геосинклинальные складчатые структуры в большинстве случаев не имели существенного морфообразующего значения, выявляясь в современном рельефе лишь местами за счет литоморфных различий пород.

Развитие эрозионных и склоновых процессов в четвертичное время зависело во многом, помимо эндогенных факторов, и от климатических причин — от смены холодных и теплых эпох. Усиление их деятельности совпадало с периодами похолоданий времени ледниковых эпох.

В четвертичном периоде усиливается тенденция к разрастанию об-

ластей сноса и сокращению бассейнов седиментации. Реками бассейна Японского моря осуществляется интенсивный вынос терригенного материала в зону прибрежной отмели.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Регион характеризуется сложными гидрогеологическими условиями, что определяется контрастностью физико-географических факторов и неоднородностью геологического строения. При резко выраженным муссонном типе климата территория располагается в различных ландшафтных зонах (горно-таежной, таежной и лесостепной), которые в свою очередь определяют условия инфильтрации атмосферных, поверхностных и подземных вод, а также их стока. Геологическое строение определяет наличие подземных вод, различных по условиям их скопления и циркуляции (полово-пластовые, трещинно-пластовые, трещинно-жильные и др.). С учетом возраста, литолого-фациального состава, степени литификации и метаморфизма пород выделены водоносные комплексы и обводненные зоны трещиноватости. Их характеристика приведена в таблице.

ными недислоцированными или слабодислоцированными осадочными и эффективными образованиями с порово-пластовыми, порово-трещинно-пластовыми водами. Обводненные зоны трещиноватости приурочены к сильнодислоцированным, метаморфизованным осадочным и вулканическим образованиям, а также метаморфическим и интрузивным породам в которых воды циркулируют главным образом в зоне коры выветривания и по разрывным нарушениям.

Водоносные комплексы рыхлых и слаболитифицированных осадочных образований слагают преимущественно депрессионные структуры, а обводненные зоны трещиноватости в большинстве своем приурочены к горным сооружениям.

В соответствии с принципами, разработанными И. К. Запицким и Н. И. Толстыхином [30, 38], проведено структурно-гидрологическое районирование территории (рис. 4). Здесь выделяются части двух гидротектонических областей: Ханкайский (*I*) и Сихотэ-Алинский (*II*).

три системы гидрогеоморфологических массивов с преимущественным распространением пластово-трещинных, карстово-трещинных и трещинно-жильных вод — Хасанская, Муравьево-Амурская и Ливадийская; два сложных артезианских бассейна — Раздольнинский и Приханкайский и адартизянский бассейн — Партизанский.

Хасанская система охватывает южную часть Гродековского и Хасанского-Барабашского горных районов. Здесь наибольшим распространением пользуются водноносные зоны трещиноватости коры выветривания гранитоидов, как правило, слабовоодообильных. В ее северной части разведана водноносная зона трещиноватости коры выветривания пермских вулканогенных и осадочных пород. Наибольшей водообильностью характеризуются карбонатные закарстованные отложения. Водоносные комплекссы приуроченные к раковым и слаболитифицированным породам кайнозоячают небольшие по площади наложенные артезианские бассейны, питрой (часто высокой) водообильностью — Хасанский, Краскинский

Ч. 1. Схема распространения преобладающих типов склонения подземных вод и гидрологических структур. Составил С. Н. Суриков.

1—6 — пресотавочные типы склонной полезащитной почво-тресинно-пластических групп; *2* — почво-тресинно-пластические влагоудерживающие влагу в почвенных частях разреза; *3* — тресинно-пластические в почвенных частях разреза II насыщенные; *4* — почво-тресинно-жесткие, кернотрещинно-тресинно-жесткие; *5* — тресинно-жесткие; *6* — почво-тресинно-пластические и пластические; *7—9* — границы гидрологических структур; *7* — первого порядка; *8* — второго порядка; *9* — третиго порядка; *10—11* — минеральные источники (на земле); *10* — молодые угольные; *11* — термальные и субтермальные зоны.

I — Канкакиев; II — Сибирь-Ачинский.
Гидротехнические структуры 2-го порядка (источника Г.Дрометской) Марсивов II а.Часовицово; I₁ — Наткиев; I₂ — Мурявьев-Амурская; I₃ — Пиваницкий; II₁ — Центрально-Сахалинскская; II₂ — Восточно-Сахалинскская; I₄ — Приморский; а также Сложные артезианские бассейны: I₅ — Раздольинский; I₆ — Приморский.

западный бассейн; *1₃* — Нарьян-Мар.
Гидрогеологические наложенные структуры 3-го порядка (цифры в круглых): артезианские бассейны: *1* — Ханты-Мансийский; *2* — Красногорский; *3* — Верхнечирквийский; *4* — Сунгарионский; системы водотоков супердрессированных и супериммисивных: *5* — Борисовская; *6* — Славянская; *7* — Шкотовская; *8* — Малевская; *9* — Приобская.

Верхненарвский и др. В верхних частях этих бассейнов в низких прибрежно-морских районах на качество подземных вод оказывают влияние процессы морского засоления. Здесь подземные воды приобретают хлоридно-натриевый состав с минерализацией до 3—25 г/кг.

К Муравьево-Амурской системе относятся складчатые структуры, сложенные главным образом дислоцированными стилоболитифицированными осадочными, вулканогенными и реже карбонатными палеозойскими и мезозойскими отложениями и интрузивными образованиями. В них преимущественно развиты воды зоны трещиноватости коры выветривания и жильные воды зон разломов. В целом водобилльность здесь слабая, но значительно увеличивается в пластах и линзах закарстованных известняков на глубинах ниже местных базисов дренажирования, а также в зонах разломов. На востоке системы распространены базальты Шкотовского плато мощностью до 100—150 м, слагающие вулканогенные супер-

массивы и супербассейны с порово-трещинно-пластовыми скоплениями безнапорных или слабонапорных подземных вод, которые дренируются долинами рек, создавая многочисленные источники с дебитами от 0,1 до 3 л/с. Напорные воды установлены в Супутинском артезианском бассейне, сложенном переслаивающимися слабоуплотненными песчано-глинистыми угленосными отложениями мощностью до 950 м.

Ливадийской системой гидрогеологических массивов и алмассивов приурочена к горным сооружениям хр. Ливадийский и его отрогов. Массивы представлены крупными интрузивными телами разного состава с грунтово-трещинными водами зоны выветривания и жильными водами зон разломов; удельные дебиты скважин обычно не превышают 0,15 л/с. Наибольшей водообильностью отличаются интрузии палеозойских гранитоидов, меньшей — габброидов. Это объясняется большой мощностью зоны эффективной трещиноватости в гранитоидах, чем в породах основного состава. Алмассивы сложены сильнодислоцированными осадочными (иногда угленосными), вулканогенно-осадочными и карбонатными мезозойскими отложениями с пластово-трещинными, трещинно-карстовыми и трещинно-жильными водами. Водообильность этих пород довольно пестрая, но в целом слабая и ресурсы подземных вод в зонах трещиноватости невелики. Водообильность увеличивается в массивах трещиноватых закарстованных известняков.

Раздольниковский сложный артезианский бассейн расположен в пределах одноименной равнинны, включая Борисовское базальтовое плато и Артемо-Тавричанскую впадину. К верхней части разреза этого бассейна приурочены следующие водоносные комплексы: 1) аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерные и морские отложения четвертичного возраста мощностью до 20—30 м; 2) рыхлые и слабоуплотненные осадочные отложений суйфунской и усть-суйфунской свит неогена; 3) слабоуплотненные осадочные, вулканогенно-осадочные и угленосные отложения ющена и миоценена. С низами разреза связаны водоносные зоны трещиноватости слабодислоцированных литифицированных отложений верхнего палеозоя, триаса и юры.

Наиболее изучены и широко используются воды верхних водоносных комплексов, особенно аллювиальных отложений, обладающих хорошими фильтрационными свойствами и иногда значительной водообильностью. Удельные дебиты скважин, пройденных в аллювии в долине р. Раздольная, достигают 2—3 л/с. Широким распространением пользуются отложения с весьма пестрой водообильностью. Воды горизонтов, расположенных ниже уровня моря, как правило, имеют повышенную минерализацию (иногда до 10 г/кг) с преобладанием в ионном составе хлоридов натрия и поэтому часто непригодны для питьевого водоснабжения. Широко распространенный водоносный комплекс суйфунской и усть-суйфунской свит обладает значительной водообильностью. Удельные дебиты скважин до 2 л/с. Эти воды широко используются для водоснабжения. В прибрежно-морской полосе на качество вод комплекса оказывает влияние морского засолования. Водоносный комплекс ющена-миоценовых осадочных угленосных отложений наиболее изучен в пределах Артемо-Тавричанской впадины до глубин 500—600 м. Водообильность комплекса в центре слабая. Преобладающие удельные дебиты скважин — 0,001—0,05 л/с. Наиболее водообильны слабоуплотненные песчаники, конгломераты и пластины углей. Глубокими скважинами вскрываются хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные воды с минерализацией до 5 г/кг. Шахтные воды иногда характеризуются повышенными содержаниями сульфатов.

О водоносных зонах трещиноватости нижних частей разреза бассейна можно судить лишь по весьма ограниченным данным глубокого бурения в его центральной части (Борисовская площадь), где на глубинах от 720 до 2858 м установлены небольшие водопритоки в пятью горизонтах [29, 64]. В интервале 2264—2858 м вскрыты углекислые хлоридно-гидро-

Характеристика гидрогеологического разреза

Стратиграфические интервалы	Состав пород водоносных комплексов и зон трещиноватости, состав водовмещающих пород	Максимальная мощность изученного разреза, м	Водообильность пород		Химический состав подземных вод	
			Удельный дебит скважины, л/с	Дебит источников, л/с	Общая минерализация, г/кг	Преобладающий ионный состав
Четвертичная система	Аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерные и морские пески, гравий, галечники, валуны, супеси, суглинки. Спорадически в делювиальных, элювиальных, нерасщепленных склоновых и оползневых образованиях. Воды безнапорные (реже напорные).	10—30	0,01—3,9	Нет сведений	—	—
Миоцен и плиоцен	Базальты. Воды порово-трещинно-пластовые, напорные и безнапорные.	100	0,01—0,3	0,1—3,0	0,03—0,25	HCO ₃ —Ca
Миоцен и плиоцен	Галечники, гравийники, пески, суглинки, глины, диатомиты, туфопесчаники, туфоалевролиты. Воды порово-пластовые, порово-трещинно-пластовые. Безнапорные и слабонапорные.	150	0,4—2	Нет сведений	0,1—0,3	HCO ₃ —Ca
Эоцен, олигоцен и миоцен	Алевролиты, аргиллиты, песчаники, бурье угли, конгломераты, гравелиты, туфопесчаники, туффиты. Воды порово-трещинно-пластовые и трещинно-пластовые, преимущественно напорные.	600	0,01—0,4	Нет сведений	0,2—5,0	HCO ₃ (Cl) Na (SO ₄)
Верхний мел и палеоцен	Эффузивы среднего, кислого, реже основного состава с пачками и прослойками пирокластических и туфогенно-осадочных пород. Воды трещинно-пластовые, пластово-трещинные и трещинно-жильные, преимущественно безнапорные в зоне выветривания и напорные в зонах разломов.	70	Нет сведений	0,01—0,7	0,03—0,07	HCO ₃ —Ca (Mg)
Берриас—турон	Слабодислоцированные и слаболитифицированные алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, каменные угли, туффиты. Воды трещинно-пластовые, пластово-трещинные и трещинно-жильные, слабонапорные и напорные в зонах разломов.	210	0,1—1,7	0,05—0,2	0,05—0,4	HCO ₃ (SO ₄)—Ca(Na)
Триас и юра	Дислоцированные и литифицированные песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, реже туффиты, известняки. Воды пластово-трещинные, трещинно-карстовые, преимущественно безнапорные и трещинно-жильные напорные в зонах разломов.	120	0,002—0,1	0,01—0,1	0,005—0,4	HCO ₃ —Ca

Верхний протерозой, си- лур и девон	Дислоцированные, сильнолитифицированные эффи- зы и их туфы, алевролиты, песчаники, конгломераты, туфоресчаники, туфаалевролиты, спилиты, кремнистые породы, известняки, углистые сланцы. Воды преиму- щественно трещинно-жильные, в карбонатных породах — трещинно-карстовые, в зоне коры выветривания безна- порные, по зонам разломов — напорные.	100	0,01—0,03	до 15	0,1—0,3	HCO_3-Ca
	Сильнодислоцированные метаморфизованные пес- чаники, алевролиты, гравелиты, серпентитизированные сланцы, кварциты, эффизы, известняки, амфиболиты. Воды трещинно-жильные, реже трещинно-карстовые, в зоне выветривания безнапорные, по зонам разломов — напорные.	60	0,05—0,5	до 0,3	0,1—0,5	HCO_3-Ca
	Инtrузивные породы различного состава. Воды тре- щинно-жильные безнапорные в зоне коры выветривания и напорные — по зонам разломов.	150	0,01—0,5	0,1—0,5	0,05—0,3	HCO_3-Ca

Палеозой и мезозой

На рассматриваемую территорию попадает южная часть сложного Приханкайского артезианского бассейна. Здесь в малоомощном чехле, залегающем на протерозойско-палеозойском основании, выделены следующие водоносные комплексы: 1) аллювиальные отложения широких долин рек; 2) осадочные отложения олигопена и миоценена и 3) базальтов шуфансской свиты (бассейн среднего течения р. Илиста). Водоносность их такая же, как и в Раздельнинском бассейне.

На юго-востоке территории расположается впадина мезозойского возраста, заложенная на верхнепалеозойском основании. К этой впадине приурочен Партизанский артезианский бассейн, в котором преимущественно развит водоносный комплекс осадочных, реже вулканогенных и угленосных меловых отложений коркинской и сучанской серий, таухинской свиты с трещинно-пластовыми, пластово-трещинными и трещинно-жильными водами. Наиболее изучена гидрогеология Партизанского угольного месторождения, где установлены значительные водопритоки в зонах тектонической трещиноватости. Однако запасы подземных вод в этих зонах обычно невелики.

Сихотэ-Алинская область занимает южную часть одноименного хребта и его отрогов. В ее пределах выделяются две системы гидрогеологических массивов и альмассивов: Центрально-Сихотэалинская и Восточно-Сихотэалинская.

Центрально-Сихотэалинская система приурочена к южной части одноименного антиклинария. В ее пределах распространены как водоносные зоны трещиноватости в дислоцированных метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях палеозоя и мезозоя, так и разновозрастных интрузивных телах, с водами зоны выветривания и зон разломов. В целом водообильность этих структур слабая, но увеличивается в зонах разломов. Наибольшей водообильностью обладают карбонатные закарстованные породы палеозоя с трещинно-карстовыми водами. На северо-западе располагается обширная вулканогенная структура, сложенная верхнемеловыми и палеогеновыми эффизыами различного состава с трещинно-пластовыми, пластово-трещинными и трещинно-жильными водами. Водообильность этого комплекса пестрая. Дебиты многочисленных источников от 0,03 до 0,7 л/с, в зонах разломов несколько большие. К долинам крупных рек (Киевка, Кривая и др.) приурочен водоносный комплекс аллювиальных отложений.

Восточно-Сихотэалинская система охватывает структуры Прибрежного антиклинария, Восточно-Сихотэалинского синклиниория и вулканогенного пояса. Наибольшим развитием в этой системе пользуются водоносные зоны трещиноватости сильнолитифицированных отложений верхнего палеозоя и мезозоя и водоносный комплекс верхнемеловых и палеогеновых покровных эффизов. В меньшей степени развиты водоносные зоны трещиноватости интрузивных пород. К водоносным зонам трещиноватости приурочены регионально-трещинные и жильные воды. Как правило, водообильность их слабая и значительно увеличивается только в зонах разломов. Дебиты источников от тысячных и сотых долей л/с в зоне коры выветривания и до 0,1—0,3 л/с в зонах разломов. Водоносный комплекс эффизов слагает обширную наложенную систему вулкано-

карбонатные термальные (до 74°C) воды с минерализацией 14,3 г/кг.

На востоке этого бассейна расположается наложенная структура плато, сложенного базальтами шуфанской свиты, перекрывающими осадочные отложения неогена, палеогена и более древнего возраста. В гидрогеологическом отношении эта структура представляет собой систему наложенных вулканогенных супербассейнов и супермассивов с горово-трещинно-пластовыми водами. Мощность вулканических покровов с 150—200 м. Водообильность пестрая. Дебиты источников от десятков долей до 1,8 л/с. По составу воды пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые.

На рассматриваемую территорию попадает южная часть сложного Приханкайского артезианского бассейна. Здесь в малоомощном чехле, залегающем на протерозойско-палеозойском основании, выделены следующие водоносные комплексы: 1) аллювиальные широких долин рек; 2) осадочные отложений олигопена и миоценена и 3) базальтов шуфансской свиты (бассейн среднего течения р. Илиста). Водоносность их такая же, как и в Раздельнинском бассейне.

На юго-востоке территории расположается впадина мезозойского возраста, заложенная на верхнепалеозойском основании. К этой впадине приурочен Партизанский артезианский бассейн, в котором преимущественно развит водоносный комплекс осадочных, реже вулканогенных и угленосных меловых отложений коркинской и сучанской серий, таухинской свиты с трещинно-пластовыми, пластово-трещинными и трещинно-жильными водами. Наиболее изучена гидрогеология Партизанского угольного месторождения, где установлены значительные водопритоки в зонах тектонической трещиноватости. Однако запасы подземных вод в этих зонах обычно невелики.

Сихотэ-Алинская область занимает южную часть одноименного хребта и его отрогов. В ее пределах выделяются две системы гидрогеологических массивов и альмассивов: Центрально-Сихотэалинская и Восточно-Сихотэалинская.

Центрально-Сихотэалинская система приурочена к южной части одноименного антиклинария. В ее пределах распространены как водоносные зоны трещиноватости в дислоцированных метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях палеозоя и мезозоя, так и разновозрастных интрузивных телах, с водами зоны выветривания и зон разломов. В целом водообильность этих структур слабая, но увеличивается в зонах разломов. Наибольшей водообильностью обладают карбонатные закарстованные породы палеозоя с трещинно-карстовыми водами. На северо-западе располагается обширная вулканогенная структура, сложенная верхнемеловыми и палеогеновыми эффизыами различного состава с трещинно-пластовыми, пластово-трещинными и трещинно-жильными водами. Водообильность этого комплекса пестрая. Дебиты многочисленных источников от 0,03 до 0,7 л/с, в зонах разломов несколько большие. К долинам крупных рек (Киевка, Кривая и др.) приурочен водоносный комплекс аллювиальных отложений.

Восточно-Сихотэалинская система охватывает структуры Прибрежного антиклинария, Восточно-Сихотэалинского синклиниория и вулканогенного пояса. Наибольшим развитием в этой системе пользуются водоносные зоны трещиноватости сильнолитифицированных отложений верхнего палеозоя и мезозоя и водоносный комплекс верхнемеловых и палеогеновых покровных эффизов. В меньшей степени развиты водоносные зоны трещиноватости интрузивных пород. К водоносным зонам трещиноватости приурочены регионально-трещинные и жильные воды. Как правило, водообильность их слабая и значительно увеличивается только в зонах разломов. Дебиты источников от тысячных и сотых долей л/с в зоне коры выветривания и до 0,1—0,3 л/с в зонах разломов. Водоносный комплекс эффизов слагает обширную наложенную систему вулкано-

генных супербассейнов и супермассивов с трещинно-пластовыми, пластово-трещинными и трещинно-жильными водами. Водообильность этого комплекса в общем слабая, но в зонах разломов могут быть получены значительные дебиты пресных вод.

Основную роль в формировании подземных вод рассматриваемой территории играют процессы инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод на глубину. Движение подземных вод зоны свободного водообмена в массивах и алмассивах осуществляется по направлению к дренирующим поверхности водотокам, а в пределах артезианских структур — от периферии к их центральным частям. Гидрогеохимическая зональность наиболее ярко проявлена в Раздольнинском артезианском бассейне, где с глубиной начинается увеличение минерализации подземных вод: от пресных на глубинах до 400—500 м, к соленым, с минерализацией 14—15 г/кг на глубинах 2000—2800 м [64]. В пределах угленосных бассейнов (Артемовский, Партизанский и др.) минерализация подземных вод увеличивается до 1—5 г/кг, а в низменных прибрежно-морских районах до 1—10 г/кг и более.

Газовая зональность установлена в центральной части Раздольнинского бассейна (Борисовская площадь), где кислородно-азотные воды верхних горизонтов сменяются вниз по разрезу водородно-метановыми, метановыми и азотно-углекисловыми. Метановый и углекисло-метановый газы свойственны также угленосным бассейнам.

Минеральные источники большей частью представлены в пределах Сихотэ-Алинской области и представлены двумя типами:

а) холодных углекислых гидрокарбонатного-натриевого состава

$T^{\circ} = 5 - 10^{\circ}\text{C}; \quad M_{\text{H}_2\text{O}, 2-3} \frac{\text{HCO}_3, 70-90 \text{ Cl} 10-15}{(\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}) 40-80 \text{ Na} 30-50 \text{ SO}_4, 10-20 \text{ Cl} 10-15}$; $\text{CO}_2 \text{ св. } 0,5 - 1,9 \text{ г/кг};$

б) субтермальных азотных гидрокарбонатного—натриевого состава

$T^{\circ} = 13 - 30^{\circ}\text{C}; \quad M_{\text{H}_2\text{O}, 15-0,3} \frac{\text{HCO}_3, 50-80 \text{ SO}_4, 10-20 \text{ Cl} 10-15}{\text{Na} 80-90 \text{ Ca} 10-15}.$

В настоящее время используются только воды холодного углекислого источника «Минеральный» и термального азотного источника «Чистоводный», на которых функционируют санатории Приморского крайздрава.

Режим подземных вод зон трещиноватости и верхних горизонтов водоносных комплексов находится в прямой зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков. В расщелинных горных районах они превращаются в поверхностный сток, не образуя значительных запасов подземных вод. В артезианских бассейнах, наоборот, создаются благоприятные условия для образования больших запасов подземных вод, но из-за более замедленного водообмена эти структуры не всегда благоприятны для восполнения этих запасов. В связи с этим поиски подземных вод должны быть ориентированы на выявление водонесущих зон разломов и горных районах и участков с благоприятными условиями накопления и восполнения запасов пластового типа в более глубоких частях артезианских бассейнов. В условиях переменного режима, зависящего от главным образом гидротермических условий, для использования подземных вод верхних водонесущих горизонтов и водонесущих зон трещиноватости на крупных водозаборах весьма важным представляется строительство сооружений для искусственного восполнения запасов подземных вод и регулирования подземного стока.

Сложность геологического строения и в ряде случаев отсутствие достоверных данных о возрасте некоторых стратиграфических подразделений и интрузивных пород приводит к неоднозначной трактовке истории геологического развития территории [11, 54, 58, 76].

Докембрийские образования района обнаружены на очень небольших участках, что не позволяет уверенно восстановить докембрийскую и раннепалеозойскую историю геологического развития. С учетом геологических материалов по соседнему с севера листу [1] [3] [27], можно предполагать, что на месте Ханкайского и Южно-Приморского массивов в раннем протерозое существовал обширный геосинклинальный бассейн, границы которого пока не установлены. По данным Н. Н. Берсона и др. [11], аналогичного рода бассейн располагается и в пределах современного Японского моря. В составе разреза массивов преобладают терригенные и карбонатные породы и вулканогенные образования основноймагмы, с которой было связано внедрение габброидных интрузий.

В конце раннего протерозоя эта геосинклинальная область подверглась складчатости и отдельные ее участки были вовлечены в поднятие, на что косвенно указывает появление в пределах областей осадкоаккумуляции в разрезах верхнего протерозоя обломочных пород и кислых эфузивов. Местами, по-видимому, в мелководных условиях накапливались известняки, а в более глубоких прогибах — кремнистые породы. Вендские образования на территории не установлены, однако, учитывая существо эпилатерформенных или мигрирующих глыбоклинических верхнегоризонтов. Местами, по-видимому, в это время не происходило изменения в режиме осадконакопления в это время не происходило.

К орогенному этапу могут быть отнесены обнаруживающиеся севернее территории листа средне-верхнекембрийские молассонидные грубоблочные толщи, образовавшиеся за счет размыва пород Ханкайского протерозоя и нижнего кембрия, можно предположить, что крупных изменений в режиме осадконакопления в это время не происходило. К орогенному этапу могут быть отнесены обнаруживающиеся севернее территории листа средне-верхнекембрийские молассонидные грубоблочные толщи, образовавшиеся за счет размыва пород Ханкайского протерозоя и нижнего кембрия, можно предположить, что крупных изменений в режиме осадконакопления в это время не происходило. К орогенному этапу могут быть отнесены обнаруживающиеся севернее территории листа средне-верхнекембрийские молассонидные грубоблочные толщи, образовавшиеся за счет размыва пород Ханкайского протерозоя и нижнего кембрия, можно предположить, что крупных изменений в режиме осадконакопления в это время не происходило. К орогенному этапу могут быть отнесены обнаруживающиеся севернее территории листа средне-верхнекембрийские молассонидные грубоблочные толщи, образовавшиеся за счет размыва пород Ханкайского протерозоя и нижнего кембрия, можно предположить, что крупных изменений в режиме осадконакопления в это время не происходило. К орогенному этапу могут быть отнесены обнаруживающиеся севернее территории листа средне-верхнекембрийские молассонидные грубоблочные толщи, образовавшиеся за счет размыва пород Ханкайского протерозоя и нижнего кембрия, можно предположить, что крупных изменений в режиме осадконакопления в это время не происходило.

Большинство исследователей считает, что в силу востоку от Ханкайского и, вероятно, Южно-Приморского массивов закладывается Даубихинский (Арсеньевский) пригесинклинальный прогиб, граничащий по Даубихинскому разлому с палеозойским геосинклинальным прогибом.

В Даубихинском пригесинклинальном прогибе в его северной части (за пределами рассматриваемой территории) накапливаются силурийские терригенно-карбонатные толщи. По-видимому, в наложенных приразломных впадинах в Хасанском районе в это же время образуются вулканогенно-осадочные толщи, а в Центрально-Сихотэалинском гео-

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

синклинальном троге происходило формирование базальт-карбонатно-кремнисто-терригеннои формации кривинской серии. Источником терригенного материала для сиурийских отложений являлись образования, рас пространенные в пределах массивов.

Весьма активным в тектоническом отношении был девонский период. В это время (возможно в конце силура) в Даубихинском прогибе начинает формироваться вулканический пояс, в пределах которого накапливались мощные толщи вулканитов базальт-андезит-риолитовой формации среднего и, возможно, нижнего девона.

Конец силур-ижского или начало девонского периодов характеризуется крупными активизационными процессами. В пределах массивов вкладываются огромные массы гранитоидных пород шмаковского и гродековского комплексов. Ряд исследователей считает, что эти тела представлены базитами [27], хотя, по геофизическим данным, большинство из них являются лакколитообразными телами с неглубоким залеганием подошвы.

В Центрально-Сихотэ-Алинской зоне, по-видимому, в среднем палеозое происходило внедрение основных интрузий, так называемых «анненских» и «сергеевских» габброидов. Интрузивные тела сложены кварцевыми диоритами, роговообманковыми диоритами, габро-диоритами, пироксен-роговообманковыми габбро, пироксенитами, имеющими между собой постепенные переходы. Внедрение больших масс интрузивных пород привело к консолидации массивов и отдельных участков в геосинклинальной области и вывело их из области седиментации на большой отрезок времени. На юге Центрально-Сихотэ-Алинской зоны по крайней мере с девоне до карбона, а в пределах массивов до перми, эти участки являлись областями сноса, что можно предположить по губокому эрозионному срезу массивов и отсутствию осадочных пород данного отрезка времени на этих участках.

В конце среднего девона произошла перестройка структурного плана или, по крайней мере, перераспределение областей седиментации, о чем можно судить по неогластному застеганию осадочной ляторгской свиты среднего девона на более ранних среднедевонских вулканогенных толщах. К востоку от Даубихинского краевого прогиба располагается относительно мелководный бассейн, в котором местами формировались прировые массивы известняков (верхнедевонские известняки горы Фудинов Камень).

Начиная с карбона происходит дефференциация геосинклинального бассейна с активизацией Центрального Сихотэ-Алинского и, возможно, Прибрежного разломов, что привело к формированию мощных геосинклинальных толщ базальт-карбонатно-терригенной формации. Центрально-Алинско-терригенного материала служили Ханкайский и Южно-Приморский массивы, южная часть Центральной Сихотэ-Алинской зоны, а также, возможно, существовавший на месте современного Японского моря массив. В пределах отдельных поднятий происходило длительное, почти непрерывное от начала карбона до ранней перми формирование известняковых рифов (гора Зарод.).

Неустойчивая тектоническая обстановка сохраняется, и в первом же время. Если в геосинклинальном троге можно предполагать местами практическое непрерывное накопление осадочных формаций, унаследованых с карбона, то в краевых частях, в пригесинклинальных и шовных прогибах, развивающихся на массивах, активизируется вулканическая деятельность. Так, в начале перми на эродированной поверхности более древних отложений формируется андезит-риолит-терригенная формация дунайской свиты (п-ов Муравьева-Амурского и севернее), с которой возможно, связало внедрение мелких экструзивных тел. Вспышка вулканизма отмечается и в начале поздней перми, что выражается базальт-андезитовой и андезит-риолитовой формацией Владивостокской и бара-

башской свит. Вулканическая активизация чередовалась с трангрессиями моря, приводившими к накоплению морской терригенной молasses, которая захватила как области массивов, так и краевых прогибов.

В конце перми произошло замыкание палеозойской геосинклинали и формирование Центрально-Сихотэ-Алинского и Прибрежного антиклиниориев. Вероятно, в это время в устойчивых структурах Ханкайского и Южно-Приморского массивов и в антиклинальных зонах по крупным разломам внедрялись интрузии габро-диорит-гранитной формации с радиологическим возрастом 242—252 млн. лет.

С конца поздней перми к востоку от Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинария залегла мезозойская геосинклинальная система. В ее краевой части в пригесинклинальном прогибе (Сандагору-Окранское) накапливались преимущественно терригенные толщи перми, триаса, юры и раннего мела. В это же время в геосинклинальном прогибе формировалась в основном кремнисто-терригенная формация, местами с развиением базальтовой и известняковой формаций, общей мощностью около 10 км.

На территории Ханкайского и Южно-Приморского массивов Даубихинской зоны в триасе — между закалывающимся крутым пронгом, в связи с многократной сменой континентальных и мелководных морских условий, отлагаются терригенные осадки, переслоенные угленакоплениями пачками. Наиболее угленакопление приходится на карнийский, норийское и гетерив-альбское время. Мезозойские осадки на всей территории характеризуются частой сменой трангрессии и регрессии, причем наиболее крупные трангрессии приурочены к началу норийского века. Это определяет наличие многочисленных перьев в осадконакоплении, зафиксированных в отдельных разрезах. В начале юры в западной части территории после частичной регрессии и размытия верхнетриасовых отложений осадконакопление продолжалось во внутренконтинентальных впадинах или мелководных морских условиях. Аналогичные условия существовали и в средней юре. К востоку от Центрально-Сихотэ-Алинского разлома в это время в структурах, унаследованных с триаса, формируются геосинклинальные толщи с кремнистыми породами и основными эфузивами. В отдельных прогибах наблюдается непрерывность разрезов верхнего триаса и средней юры. В поздней юре происходит активизация по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому, приведшая к излиянию в прогибы, присоединявшихся к разлому, субшелочочных базальтов и внедрению пироксенитов. Нефелиновых сиенитов, тингуантов, мышков и других основных щелочных пород. В западных районах происходит общее сокращение бассейна седиментации, но местами наблюдается трансрессивное наледание позднеюрских осадков на более древних отложениях.

Меловая эпоха характеризуется усиленiem тектонической активности. В раннем мелу на западе территории расширяются области прогибания, в которых накапливаются континентальные терригенные, местами угленосные формации, сменяющиеся по разрезу мелководными морскими осадками. Интенсивное погружение испытывали участки, расположенные восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, где в узких трогах формируются преимущественно терригенные флишиоидные формации. В начале альба рассматривается территория, как и вся Сихотэ-Алинская складчатая система, подверглась интенсивной складчатости, в результате которой в пределах всего региона был ликвидирован геосинклинальный режим. В позднем альбе осадконакопление происходило лишь в мелководных морских бассейнах, а начиная с позднего мела — в континентальных. В это время в обширных впадинах накапливаются мощные пестроцветные толщи, иногда с примесью туфогенного материала. С позднего мела (вероятно, с конца туруна) в отдельных районах возобновляется вулканическая деятельность, приведшая к накоплению

в ряде вулкано-тектонических структур толщ андезитовой формации, а в унаследованных прогибах и впадинах — вулканических и осадочных толщ. В позднем члене или в сантоне рассматривается территория, как и вся Сихотэ-Алинская область, испытала интенсивные складчатые движения. В результате резкой активизации глубинных разломов на ранее консолидированных структурах закладывается Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс, а за его пределами развиваются отдельные крупные вулканические структуры.

Основная масса вулканических пород приурочена к Восточно-Сихотэалинскому разлому, расположенному, по геофизическим данным, на границе материкового склона. В это время образуется большое количество разнообразных вулканоструктур как купольного типа, так и структур проседания, ограниченных разломами колыцевой и дуговой форм. Тогда же возникли или обновились разломы северо-западного направления. Интенсивная вулканическая деятельность продолжалась и в начале палеогена, однако ее ареал значительно сократился. С разными этапами мелового и палеогенового вулканализма связано внедрение больших масс комагматичных интрузий и экструзий габбро-гранодиорит-гранитной формации как в самом вулканическом поясе, так и за его пределами. В зонах более ранней консолидации (Центрально-Сихотэалинская, Гаргизанская зоны и другие структуры), образуя единую вулкано-плутонический комплекс, с которым связаны многие типы эндогенных полезных ископаемых. С эоценом начинается тектоническая дифференция территории. Ее западная часть развивалась в обстановке, близкой к режиму молодой платформы. На протяжении кайнозоя здесь происходит расширение бассейнов седиментации, захватывающее частично и области современного шельфа, с накоплением мощных, нередко угленосных континентальных толщ, с преобладанием мелководнистых фаций. На начальных стадиях этапа значительное распространение получают продукты выветривания каолинового состава. На некоторых участках происходит извержение пород юрского типа. На конца миоцена — начала плиоцена усиливаются процессы дифференцированных тектонических поднятий. Следствием активизации этих процессов является преотложение кор выветривания и накопление мощных толщ конгломератов, а также излияние вдоль зон глубинных разломов базальтов и андезибазальтов, щелочно-базальтоидной формации (сандингская и шуфанская свиты), образовавших обширные покровы. На востоке, в условиях орогенного режима, на фоне преобладающего воздымания территории закладываются внутригорные впадины и понижения, заполняющиеся континентальными осадками. В палеогене широко проявляетсямагматическая деятельность, приведшая к формированию мощных толщ кислых вулканитов и внедрению многочисленных гранитоидных интрузий. К концу плиоцена эта территория в основном стала областью устойчивого размыва.

В четвертичное время окончательно формируется современный морфоструктурный план всей территории. Значительная, по-видимому, эстафетная трансгрессия вызвала затопление шельфовой зоны и прибрежного современному контуру абри береговой линии. В целом четвертичный период характеризуется неотектоническими движениями с преобладанием воздымания в горах и унаследованным прогибанием центральных частей депрессий. Осадконакопление происходило в условиях периодической смены походданий и потеплений климата, соответствующих ледниковым и межледниковым эпохам. Общее воздымание территории приводит к образованию серии высоких озерных и речных террас. В депрессиях, помимо кластического материала, накапливаются покровные суглинки, а в горах и предгорьях идут процессы россыпьобразования. Среди морских террас достоверно установлены позднечетвертичные уровни. В приуставьевых частях речных долин вскрыты отложения голоценовой ингрессии, отвечающие времени климатического оптимума.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Территория листа К (52), (53) полностью изучена в среднем масштабе и в значительной своей части в крупном масштабе. Специальные тематические исследования проведены по стратиграфии, магматизму, тектонике, геофизике, металлогении. Однако до сих пор некоторые важнейшие вопросы геологии остаются споровыми, что сказывается в ряде случаев и на реконструкции истории геологического развития, в конечном итоге, на прогнозной оценке территории.

Одной из важнейших проблем является изучение доверхнепалеозойских образований Ханкайского и Южно-Приморского массивов с целью достоверного установления возраста распространенных в этих районах метаморфических, осадочных, вулканогенных и интрузивных образований. Необходимость такого изучения обусловлена возможностью обнаружения оловянной, вольфрамовой, флюоритовой и другой эндогенной минерализации. Наиболее эффективным представляется проведение в районе комплексной геологической съемки крупного масштаба с одновременным проведением тематических работ.

Недостаточно изученными остаются вулканогенные толщи Даубинской (Арсеньевской) зоны. Стабильная палеонтологическая обоснованность разрезов и неизученность отдельных вулканических структур приводят к изменению представлений о возрасте вулканогенных толщ. Так, например, вулканогенные толщи, в ряде мест охарактеризованные девонскими органическими остатками, ранее выделялись как пермские и меловые с соответствующими выводами по истории геологического развития. Сходство разновозрастных вулканогенных толщ ставит задачу более углубленного изучения их вещественного состава, а также возрастной принадлежности, что имеет большое значение для установления минерагенической специализации. В связи с этим необходима постановка специальных тематических исследований по уточнению изменения формационных типов вулканических пород во времени (палеогеновых, меловых, пермских, девонских и силурийских).

В связи с частичным пересмотром возраста ряда палеозойских стратиграфических подразделений в Центрально-Сихотэалинской зоне и появление представлений о более молодом (триасовом и юрском) возрасте части геосинклинальных толщ, возникает проблема правильности трактовки структуры в целом. Возможно, что в значительной степени такая неопределенность связана из-за слабой изученности структурных элементов внутри антиклинария. Представляется, что находки мезозойской фауны среди полей развития палеозойских толщ Центрально-Сихотэалинского антиклинария могут быть объяснены не тем, что все толщи являются мезозойскими, а недостаточной изученностью отдельных разрезов. На ряде участков детальным картированием установлено, что мезозойские отложения сохраняются в грабенообразных структурах ограниченных разломами, или выплыают небольшие впадины среди палеозоя. Возможно, что местами палеозойские и мезозойские отложения сопрягаются по надвиговым зонам и шарьякам и слагают тектонические пластинки. По

сих пор неясно положение и возраст сложных габброидных массивов, образующих крупные тела в этой зоне. Имеются представления [71] о додалеозойском возрасте ряда массивов, особенно в южной части зоны, и о наличии среди габбродов метаморфических образований докембрия.

Вопрос о структуре этой зоны должен быть решен путем специальных тектонических исследований.

Важным является изучение геологии дочетвертичных и четвертичных образований щелевой зоны в пределах листа, так как эти участки могут оказаться перспективными в отношении коренной и россыпной металлоносности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абзаков А. Г., Соломоновская В. П. К стратиграфии фитоценозных столов Хасанского района ЮЗ Приморья. — В кн.: Материалы по палеогеографии и стратиграфии континентальных отложений Советского Дальнего Востока. Владивосток, 1955, с. 5—15.
2. Амур Э. Э. Богатство юр. Дальнего Востока. Хабаровск — Владивосток, 1928, 898 с.
3. Амур Э. Э. Криптогородиц А. Н. Геологический очерк Приморья. — В кн.: Климатические условия Приморья. Б. М., 1923, с. 51—51.
4. Аракелян М. М., Арутюнов М. А. Филипповка. I. Г. Возраст нальчикитов Южного Сихотэ-Алиня. — Доклады АН СССР, 1982, т. 202, № 4, с. 946—948
5. Астапенко А. П., Шишонова Г. В., Кудинара Т. К. Обычнитеческая и южнокитайской карте месторождений строительных материалов Приморского края. — М.-Дальв.-Б. М., 1974, 322 с.
6. Байковская Т. Н. Вариационная флора Южного Приморья. — Л., Наука, 1974, 135 с.
7. Басакова Г. А., Гричкова Н. С. Фитостратиграфическое разделение палеогеновых отложений Юго-Западного Приморья. — Сб. геология, 1962, № 11, с. 68—78.
8. Белогорский Ю. Г. Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов. — Доклады АН СССР, 1955, т. 103, № 1, с. 109—111.
9. Береснев И. И. Стратиграфия четвертичных отложений Приморья. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М.-Дальв.-Б. М., 1961, т. 3, с. 318—320.
10. Береснев И. И. Итоги геологического изучения Приморья за сорок лет Советской власти. — Сб. геология, 1962, № 11, с. 6—14.
11. Береснев И. И. Основные черты тектоники Приморского края. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.-Дальв.-Б. М., 1953, с. 405—422.
12. Береснев И. И. Стратиграфия четвертичных отложений Приморья — Информационный сб. ПГУ (Владивосток), 1953, № 4, с. 37—42.
13. Береснев И. И. Схема минералогического районирования Приморья. — Информационный сб. ПГУ (Владивосток), 1954, № 5, с. 83—85.
14. Бибик Ю. П. Нижнекамчатские отложения бассейна среднего течения р. Сангару. — Информационный сб. ПГУ (Владивосток), 1958, № 5, с. 24—28.
15. Болотникова М. Д. К вопросу о выделении палеопочвенных отложений на юге Приморья. — Геология и геофизика, 1957, № 2, с. 21—26.
16. Болотникова М. Д. Палинокомплекс усть-лавдаевской свиты Приморья (микрофлора и геофизика). 1981, № 4, с. 74—81.
17. Быковский Е. В. Стратиграфия кайнозойских вулканогенных образований Ольгетско-Камчатского района. — В кн.: Современные работы по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока. Хабаровск, 1955, с. 68—69.
18. Быковский Е. В. Стратиграфия и петрология верхнемеловых и третичных вулканогенных образований Ольга-Тихоокеанского района. — Информационный сб. ВСЕГЕИ, т. 1, 1959, с. 29—40.
19. Гаврилов Г. С. Основные этапы истории развития рельефа Приморья. — В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геотектонике СССР (первая серия). Геотектоника Дальнего Востока, 1955, вып. 1, с. 52—75.

20. Гаврилов Г. С. Основные пути изучения верхнечетвертичных отложений южной части Дальнего Востока. — Сб. геология, 1957, № 55, с. 173—189.

21. Гаврилов Г. С. Четвертичная система Приморье. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 1. Госгеотехиздат, 1958, 587 с.

22. Гаврилов Г. С., Смирнов А. М. К стратиграфии четвертичных отложений Приморского края и прилегающих территорий. Геология и геофизика, 1953, № 5, с. 28—39.

23. География Приморского края. Дальневосточное кн. изд-во, 1955, 351 с.

24. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Дальневосточное кн. изд-во, 1955, 351 с.

25. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Полезные ископаемые, Ред. Н. Н. Береснев. М.-Недра, 1954, 155 с.

26. Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса. М-б 1 : 1 500 000/Ред. 1, II. Краснодар, 1956.

27. Геологическая карта СССР №-ба 1 : 1 000 000 (новая серия). Тип. Л-1521, 1531 —

Приграничный. Областиальная записка Ред. Р. И. Соколов, т. 1, 1980, 114 с.

28. Геологическое районирование южной части Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. Е. А. Басков, Г. И. Калитов, Б. А. Кирюхин и др. Труды ВСЕГЕИ, М. И. Ильинсон, Г. И. Краснодар, С. А. Миронов. — В кн.: Материалы по геологии и палеонтологии СССР. Т. 1550, с. 35—47.

29. Гидрогеология СССР. СССР. Т. 25. Ред. Н. А. Миронова, М.-Петра, 1958, 251 с.

30. Гидрогеологические структуры Восточной Сибири. Дальний Восток и Северо-Восток СССР. Е. А. Басков, Г. И. Калитов, Б. А. Кирюхин и др. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1974, т. 229, с. 70—82.

31. Гидролеское Г. С. К тектонике Ханкайского срединного массива. — В. кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М., 1955, с. 44—54.

32. Гайдурова Г. Е., Корякина Г. Г. Растительность и климатостратиграфия пещер степной и горной Дальнего Востока СССР. М.-Наука, 1958, 140 с.

33. Гайдурова Г. И. Первая наука в Советской Сибири. Справочник амплионта. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1980, т. 305, с. 80—89.

34. Гайдурова Г. К., Радченко Г. И. Стратиграфия пермских континентальных и южного Приморья. — В. кн.: Материалы по геологии и палеонтальным отложениям Азиатской части СССР. Т. 1. Наука, 1967, с. 158—261.

35. Гайдурова Г. С. Палеокомплекс палеозойской свиты Южного Приморья. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1980, т. 77, вып. 4, с. 128—151.

36. Елисеева В. К., Радченко Г. И. Стратиграфия пермских континентальных и южного Приморья. — В. кн.: Материалы по геологии и палеонтальным отложениям Азиатской части СССР. Т. 1. Наука, 1964, с. 107, с. 31—53.

37. Жаданова А. И. Подгорная Г. С., Соснина М. И. О никелево-магнетитовых отложениях Сихотэ-Алиня (бассейн р. Аввакумовки). — Доклады АН СССР, 1958, т. 116б—1168.

38. Задеев Г. К. Тектоника И. И. Классификация подземных вод и горных пород — основа гидрогеологического карттирования и районирования. Ч., 1971, с. 4—16.

39. Задеев Г. В., Ильин Г. А., Мельников Г. И. К стратиграфии девонских отложений Нанайского пласта и его обрамления. — В. кн.: Новые данные по стратиграфии палеогенового пласта Дальнего Востока. Владивосток, 1982, с. 13—21.

40. Иванов А. Д. Структурно-фаунистическое районирование Южного Сихотэ-Алиня. — Сб. геология, 1960, № 10, с. 10—59.

41. Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. — Владивосток, 1972, 113 с.

42. Иванов Г. И. Основные черты металлогенетики Сихотэ-Алиня и Нижнего Приморья. — В. кн.: Материалы Первого Всесоюзного конгресса по геологии и металлогенетике Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1950, вып. 2, с. 37—39.

43. Капризов Г. Д. Триатомовая система Дальнего Востока. — В. кн.: Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М. Госгеотехиздат, 1958, 587 с.

44. Капризов Г. Д. Палеогеологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. Ч. 1. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1951, т. 48, 278 с.

45. Капризов Г. С. О возрасте стратиграфии надеждинской и усть-лавдаевской свит. — Информационный сб. ПГУ (Владивосток), 1971, № 7, с. 23—31.

46. Капризов Г. С. Геология южнотерской фации Тихоокеанского района. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1980, вып. 429, 233 с.

47. Капризов Г. С. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднечетвертичных отложений на Дальнем Востоке. — В. сб.: Палеогеографический анализ и стратиграфия вопросов стратиграфии фанерозоя. Владивосток, 1977, с. 153—165.

48. Капризов Г. М., Караулова Г. И., Трошкин Г. А. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1980, вып. 429, 233 с.

49. Караулова Г. М., Трошкин Г. А. О скорости и условиях голоценового торфообразования на Дальнем Востоке. — В. сб.: Палеогеографический анализ и стратиграфия вопросов стратиграфии фанерозоя. Владивосток, 1983, с. 109—120.

50. Криштофович А. Н. Материалы геологических исследований на Дальнем Востоке за 1918—1922 гг. — В. кн.: Приморье: его природа и назначение. Владивосток, 1923, с. 62—72.

51. Криштофович А. Н. Биогеографический список трудов по геологии Дальнего Востока и Тихого океана — вклад Тихоокеанского комитета АН СССР, 1929, № 1.

52. Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. М.—Д., Георазведиздат, 1932, 332 с.

53. Криктофович А. И. Успехи геологического изучения Дальнего Востока. — В кн.: Советская геология за 30 лет. М.—Л., Госгечиздат, 1947. с. 112—120.
54. Кропоткин П. Н., Шахарова К. А., Салун С. А. Тектоника и некоторые геологические закономерности южной части Советского Дальнего Востока. — В кн.: Материалы по геологии, математизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья. Т. II. М.-Изд-во АН СССР, 1953. с. 78—93.
55. Курчаков А. М. Гидрогеологическая изученность вулканитов (на примере Южного Приморья). — М., Наука, 1979. 142 с.
56. Лапин Ю. С. Некоторые особенности строения Ханкайского массива и история его формирования. — В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1965. с. 17—20.
57. Лапин И. С., Лапина М. И. Геологическое строение Ханкайского массива и его положение в мезозоне Сихотэ-Алиня. — В кн.: Мезозойский тектонет. Магадан, 1974, с. 156—151.
58. Лапин И. И. О геологическом районировании Приморского края. — Геология и геофизика, 1981, № 3, с. 3—10.
59. Масловцов В. В. Геологическое строение и угленосность Магаданской впадины в Южном Приморье. — Сов. геология, 1955, № 10, с. 25—38.
60. Мельников Н. Г., Бураго В. И. Девонские отложения Приморья. — В кн.: Паскаль Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 130—139.
61. Миссюэль И. А. Атлас неогеновых диагеновых водородных гидрогеологий Приморского края. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1971, т. 171, 151 с.
62. Неволина Л. А. Верхнеиндерская вулканогенно-осадочная формация. — В кн.: Приморского края. — Информационный об. ПГУ (Владивосток), 1971, № 7, с. 66—71.
63. Никитин А. Н. О выделении верхнего палеозоя в Южном Сихотэ-Алине. — Соб. геологии, 1958, № 2, с. 107—110.
64. Новые данные о гидрогеологии и растворенных газах Сийфунской впадины в связи с поисками нефти и газа А. С. Анциферов, А. С. Артеменко, Г. Н. Нелин и др. — В кн.: Нефтегазоносность юга Восточной Сибири. М., Недра, 1972, с. 183—187.
65. Новые данные по стратиграфии аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных отложений Приморья и Среднего Приморья. — Сов. геология, 1962, № 9, с. 78—86.
66. Образцов В. А. История геологического исследования Сихотэ-Алиня. — В кн.: Третий, четвертый и пятый. — Изд-во АН СССР, 1931—1947. 214 с.
67. Образцов В. А. История геологического исследования Сихотэ-Алиня. — В кн.: Третий (1918—1940). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946, вып. 7, 115 с.
68. Октябрьский А. Т. Изверженные породы Переваловой в Южном Приморье. — Сборник по геологии, петрографии и полезным ископаемым Востока СССР, 1959, т. 54, вып. 1, с. 51—65.
69. Октябрьский А. Т. Геохимические ассоциации среднего течения р. Сан-Паузы. — В кн.: Геология и петрология юга Сихотэ-Алиня. М., Наука, 1981, с. 57—70.
70. Окунева Т. М., Железков А. А. О верхнегибридном возрасте шитухинской свиты (Южное Приморье). — Доклады АН СССР, 1977, т. 232, № 4, с. 879—882.
71. Олейник Ю. Н. Тектоническое районирование Приморского края. — В кн.: Тихоокеанская геология. 1983, № 1, с. 11—19.
72. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними орудиев. — В кн.: Изд-во А. М. Кильмак, Г. Н. Насовской, В. В. Рысс. — Материалы ВСЕГЕИ, 1968, серия, 1957, т. 21, 248 с.
73. Попов Г. А. Корренция В. С. Святинникова И. И. Вулканические стекла Приморья. — В кн.: Первый. М., Наука, 1981, с. 70—74.
74. Попова С. М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. М., Наука, 1981. 185 с.
75. Репетиция III Межвосточно-Сибирского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (Владивосток, 1978). Магадан, 1982. 183 с.
76. Салун С. А. Геотектоника и история развития Сихотэ-Алинской геокинклиниальной складчатой структуры. М., Недра, 1978. 183 с.
77. Соловьев М. А. Олигогеновая фауна и распространение ее в южной части Сибирского Дальнего Востока. — Владивосток, Изд-во Приморского географ. об-ва, 1941.
78. Сей И. И. Калинка Е. Д. Биостратиграфия иллюстрированных установок в Южном Приморье Дальнего Востока. Г. Н. Недра, 1980. 188 с.
79. Скородумов В. З. Основные черты геологического строения южной части Сибирского Дальнего Востока. — Владивосток, Изд-во Приморского географ. об-ва, 1941.
80. Соловьев В. В. Степень достоверности и перспективы определения и периглациальных установок в М. А. Ахматовой, М. Д. Болотникова, Г. М. Бриггса и др. — Известия АН СССР, сер. геол., 1978, № 4, с. 51—75.

83. Тихонов А. В., Пашковская С. Д., Серова Н. Б. Запасы угляей СССР, результаты подсчета 1968 г. Справочное руководство. М., 1971.
84. Худолеев К. М., Сей И. И. Сибирьская геология. Л. В. Основные черты стратиграфии юрской системы Дальнего Востока СССР. — Геология и геофизика, 1971, № 1, с. 15—30.
85. Чернавко И. А., Петрова В. З., Колин С. И. Кадастровое разведывательное месторождение южной строительных материалов. Дальневосточный экономический район. М., 1975, вып. 10, 120 с.
86. Шоракова С. А. О карнистских отложениях Южного и Юго-Западного Приморья. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. (Тезисы докл. III Дальневосточного стратиграфического совещания). Владивосток, 1978, с. 117—119.
- 1924 г. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. Владивосток, 1925, № 45, 88 с.
- 1926 г. — Приморье Б. М., Верхний З. И. Распределение остатков фторита в разрезе морских отложений Сунчанского каменноугольного бассейна. — В кн.: Труды Гидрографической научно-исследовательской станции Южной части Дальнего Востока/Под ред. Н. П. Герасимова. М., Наука, 1959. 419 с.