

АКАДЕМИЯ НАУК СССР • СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
СТРОЕНИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
*Сибири
и Дальнего Востока*

НОВОСИБИРСК
1965

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Винни

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Под ред. чл.-корр. АН СССР
Ю. А. КОСЫГИНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК

1965

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ
СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Редактор **Л. И. Шлаковская.**
Художественный редактор **В. Г. Бурькин.**
Обложка художника **Е. И. Дерновского**
Технический редактор **Т. К. Овчинникова**
Корректоры **В. Г. Постникова, Т. П. Савинова**

Сдано в набор 5/II 1965 г. Подписано в печать 10/VIII 1965 г. МН 06072. Бумага
60×92¹/₁₆. 8,75 печ. л., 9,5+2 вкл. уч.-изд. л. Тираж 1200 экз.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. Новосибирск, Советская, 20. Заказ № 21.
Типография № 1 Управления по печати. Новосибирск, Красный проспект, 22.
Цена 67 коп.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа представляет собой опыт объемного тектонического районирования земной коры на территории Сибири и Дальнего Востока. Для этой цели выделены крупные геологические тела — складчатые комплексы, чехлы платформ и другие покровные образования и определены их соотношения. В связи с этим намечены особенности геологического развития земной коры в разных районах.

В основу этого исследования были положены результаты работ по докембрийской и мезозойско-кайнозойской тектонике Сибири и Дальнего Востока, позволившие проследить развитие крупнейших структурных элементов на протяжении обозримой геологической истории и выделить «сквозные» длительно формировавшиеся геологические тела. Объемное тектоническое районирование земной коры позволяет проводить сопоставление между такими крупными геологическими телами и «слоями», выделяемыми по геофизическим данным, а также создает новую основу для выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых.

Одновременно авторами настоящей работы под редакцией Ю. А. Косыгина, К. В. Боголепова, Л. М. Парфенова составлена карта территории Сибири и Дальнего Востока масштаба 1 : 5 000 000, на которой изображены только складчатые комплексы.

При составлении работы авторы пользовались консультациями по вопросам магматизма Ю. А. Кузнецова, А. Ф. Белоусова, И. М. Волохова, В. Н. Довгалея, А. П. Кривенко, В. А. Кутолина, Г. В. Полякова; по вопросу истолкования геофизических данных — Е. М. Ананьевой, Б. В. Дорофеева,

Г. И. Каратаева, Ф. С. Моисеенко, Л. Я. Проводникова, Т. Н. Симоненко, Д. Б. Тальвирского, Э. Э. Фотиади, А. Я. Ярош; по вопросам региональной тектоники — О. А. Вотаха, Б. Н. Красильникова, И. В. Лучицкого, Н. П. Михно, А. А. Николаевского, В. Н. Сакса, Ю. Г. Щербакова.

Работа выполнена в лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР.

ВВЕДЕНИЕ

ОБЪЕМНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Строение верхней части земной коры можно представить в виде совокупности крупных геологических тел, различающихся по составу слагающих их осадочных и магматических формаций, возрасту, характеру и степени метаморфизма.

Изучение древнейших этапов тектонической жизни Земли на примере Сибири и Дальнего Востока (Косыгин, 1961, 1962; Косыгин, Лучицкий, 1961; Косыгин, Башарин и др., 1962; Косыгин и др., 1962) позволило выделить в составе земной коры ряд крупных геологических тел, сложенных древнейшими геологическими образованиями. Было установлено, что крупными докембрийскими структурными элементами, такими как Северо-Азиатский кратон, Верхояно-Чукотская эпикратонная область, геосинклинальные системы Южной Сибири, определялся тектонический план дальнейшего геологического развития. Формирование некоторых геологических тел, начавшееся в докембрии (чехол Сибирской платформы, складчатые комплексы геосинклинальных областей), продолжалось на протяжении ряда геологических периодов или эр. Наряду с этим, как показало изучение мезозойско-кайнозойской тектоники Сибири (Косыгин, 1960; Косыгин, Лучицкий, 1961; Боголепов, 1962, 1963; Соловьев, 1963), в процессе геологического развития формировались новые геологические тела более молодого заложения, которые, подобно гигантским линзам, накладывались на ранее сформированные складчатые комплексы.

Результаты геологических исследований континентов обычно изображаются в виде геологических и тектонических карт и схем тектонического районирования поверхности Земли в основном по возрасту завершающей складчатости (Тектоническая карта СССР, 1953, 1956, 1961; Тектоническая карта Европы; Тектоническая карта Евразии) или по рельефу

неглубоко залегающих структурных горизонтов (Тектоническая карта США и др.), т. е. по поверхностным признакам, непосредственно не отражающим глубинного строения земной коры.

В связи с задачами изучения и освоения больших глубин Земли очевидна необходимость проведения объемного районирования земной коры, которое позволило бы отразить ее строение на глубину. Районирование, основанное на измерении физических полей, позволяет выделить в качестве крупных тел, составляющих земную кору, ее «базальтовый» и «гранитный» слои. Но определения «базальтовый» и «гранитный» являются лишь символами, не отражающими геологического состава и строения этих тел.

Объемное тектоническое районирование, основанное на геологических, т. е. структурных и формационных признаках, открывает путь к выяснению соотношений между геологическими телами, изученными геологическими методами, и условными геологическими телами («гранитный» и «базальтовый» слои), выделяемыми лишь по физическим свойствам.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КРУПНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ И ПРИНЦИПЫ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ

В качестве структурных и формационных признаков, позволяющих выделять крупные геологические тела и проводить объемное районирование коры, могут быть приняты степень дислоцированности, а также геосинклинальный или негеосинклинальный характер формаций. С этих позиций возможно выделение, с одной стороны, интенсивно дислоцированных тел со складчатой структурой, состоящих из формаций геосинклинального типа и в целом формирующих складчатый фундамент земной коры, с другой — чехлов, платформ и других покровных образований, сложенных слабодислоцированными и слабометаморфизованными отложениями. Опыт составления тектонических карт говорит о принципиальной возможности обособления тел этих двух типов.

Тела фундамента и покровные образования, как правило, отделены друг от друга поверхностями региональных несогласий. Тем не менее выделение конкретных геологических тел часто затруднено постепенными переходами между телами фундамента и покровными образованиями, а также наличием целой гаммы переходных тел, которые трудно отнести к той или иной группе.

Среди образований фундамента в качестве крупных геологических тел выделяются складчатые комплексы.

Складчатыми комплексами в нашем понимании являются мощные (не менее 10 км) и занимающие значительную площадь (от 350 тыс. км² до 2500 тыс. км²) сложные геологические тела, образованные формациями геосинклинального типа. В строении складчатых комплексов в различных сочетаниях участвуют присущие только им кремнистая, сланцевая, флишевая, флишеидная и спилито-кератофировая осадочно-вулканогенные формации, а также магматические формации — гипербазитовая, габброидная, батолитовая гранитоидная, конкордантных гранитных интрузий и инъекционных гнейсов (по Ю. А. Кузнецову, 1963); кроме того, могут быть широко распространены формации субвулканических субщелочных гранитов, габбро-диорит-гранодиоритовая и габбро-монзонит-сиенитовая. Для складчатых комплексов характерны складчатая и складчато-блоковая структуры и наличие участков в различной степени метаморфизованных пород.

Можно выделить три группы складчатых комплексов.

1. Складчатые комплексы, образующие кратон: а) складчатые комплексы древних архейских ядер кратона; б) верхнеархейские и протерозойские складчатые комплексы, цементирующие более древние ядра и вместе с ними формирующие кратон.

2. Складчатые комплексы, располагающиеся на кратоне: а) перикратонные складчатые комплексы, располагающиеся на погруженных краях кратона, и, возможно, распространяющиеся в авлакогены; б) эпикратонные складчатые комплексы, располагающиеся на раздробленных и опущенных участках кратона.

3. Складчатые комплексы, располагающиеся вне кратона: а) складчатые комплексы древнего метаморфического основания ортогеосинклиналей; б) складчатые комплексы ортогеосинклиналей.

Складчатые комплексы древних архейских ядер кратона сложены мощными глубоко метаморфизованными (включая фацию гиперстеновых гнейсов) толщами, состав и степень метаморфизма которых хорошо выдерживаются на обширных площадях. Нижнеархейские толщи в своей совокупности, вероятно, не представляют единого складчатого комплекса, но из-за недостаточной их изученности не могут быть подразделены на самостоятельные.

В целом они характеризуются весьма большой длительностью формирования (миллиарды лет). Их нижняя стратиграфическая (возрастная) граница не установлена и, возможно, отвечает началу формирования земной коры или ее гранитного слоя (Фролова, 1950, 1951; Булина, 1961). Неопределенной является также и область распространения нижнеархейских

складчатых комплексов, которая может ограничиваться пределами кратона или быть значительно шире.

Верхнеархейские складчатые комплексы участвуют в строении фундамента Сибирской платформы. От нижнеархейских они отличаются по плану, стилю и интенсивности тектоники. Нижнему архею свойственны крупные широкие складки и купола с плоскими сводами и местными зонами интенсивной складчатости, связанными с метаморфизмом и гранитизацией, а верхнему архею — линейные системы сжатых, часто изоклинальных складок и меньшая степень метаморфизма (до амфиболитовой фации). В пределах платформы выделяются *Бирюсинский, Олекминский и Маймакано-Оленекский* верхнеархейские комплексы. По-видимому, они заполняют прогибы шириной 100—300 км, образовавшиеся в верхнем архее в результате раздробления первичного нижнеархейского фундамента Сибирской платформы.

В составе кратона выделяются также *протерозойские* складчатые комплексы, аналогично верхнеархейским заполняющие прогибы и грабены. Эти комплексы сложены преимущественно песчано-сланцевыми толщами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, реже до кристаллических сланцев и гнейсов. К протерозойским складчатым комплексам относятся *Присяянский, Таймырский и Индигиро-Селенняхский*.

Перикратонный складчатый комплекс развит с перерывами вдоль южных и западных краев кратона и образует вытянутые зоны шириной 50—250 км, длиной до 1000 км с продольными линейными системами складок. Он представлен мощными (до 10—14 км) флишоидными и терригенно-карбонатными толщами, мощность, интенсивность складчатости и степень метаморфизма которых убывают по направлению от края платформы к ее внутренним частям. Так как внутренняя зона перикратонного складчатого комплекса связана постепенным переходом с платформенным чехлом, четкой структурной границы между ними нет. В некоторых перикратонных опусканиях выделяются внешние зоны, характеризующиеся высокой степенью метаморфизма (кристаллические сланцы и гнейсы) и обилием гранитных интрузий.

Эпикратонные складчатые комплексы Северо-Востока СССР и Таймыра располагаются на раздробленных и погруженных участках кратона, имеют блоковое строение с приразломными системами складок, разделяющими участки со сравнительно спокойной тектоникой; для них характерны также широкие (до 200 км) зоны линейных открытых складок с почти горизонтальным зеркалом складчатости.

Эпикратонные складчатые комплексы, включающие толщи протерозоя, палеозоя и мезозоя, представлены терригенно-

карбонатными, карбонатными и флишоидными формациями, состав которых хорошо выдерживается на обширных площадях. Гранитные интрузии наблюдаются лишь в виде отдельных поясов и приурочены, по-видимому, к разломам. С этими же зонами местами связано некоторое повышение метаморфизма. Выделяются *Яно-Колымский*, *Аньюско-Чукотский* и *Южно-Таймырский* складчатые комплексы.

Складчатый комплекс древнего метаморфического основания ортогеосинклинальных областей (Становой) распространен широко, он выступает на поверхности в Становом хребте, Буреинском массиве, Хамар-Дабане и других районах. Судя по однородному гнейсовому составу и выдержанности на огромных расстояниях, породы Станового комплекса формировались в широких плоских прогибах, на месте которых впоследствии развились протерозойские и палеозойские геосинклинальные системы юга Сибири.

Складчатые комплексы ортогеосинклиналей сложены мощными разнообразными формациями, в том числе спилито-кратофиловыми, сланцевыми, флишевыми, карбонатными, молассовыми и другими, имеющими возраст от протерозойского до палеозойского, мезозойского и кайнозойского. Благодаря интенсивному структурному расчленению ортогеосинклинальных областей в их пределах происходила резкая и частая смена формаций. Характерна линейная складчатость, но имеются участки с более простой и менее напряженной складчатой структурой. Магматические формации в складчатых комплексах ортогеосинклиналей представлены наиболее разнообразно (гипербазитовая формация, группа габброидных эвгеосинклинальных формаций, габбро-диорит-гранодиоритовая формация, формация батолитовых гранитов и др.). Метаморфизм распространен спорадически, в наибольшей степени в древних толщах (протерозой), обычно в связи с глубинными разломами и интрузиями. По сравнению со складчатыми комплексами внешних зон перикратонных опусканий степень метаморфизма слабее и распространение его меньше.

Выделяются протерозойско-нижнепалеозойские *Алтае-Саянский* (Pt — S), *Байкало-Витимский* (Pt — Cm), *Монголо-Охотский* (Pt — Cm) и *Мало-Хингано-Ханкайский* (Pt — Cm) складчатые комплексы; средне- и верхнепалеозойские — *Иртышско-Минусинский* (D — T₁) и *Амуро-Уссурийский* (S₂ — T₂) складчатые комплексы; *Южно-Сахалинский*, *Центрально-Камчатский* и *Хатырский* (Pt — Pz) складчатые комплексы; мезозойские складчатые комплексы — *Забайкальско-Приморский* (T₃ — Cg₂), *Охотско-Анадырский* (T₃ — Cg₁) и *Корякский* (T₃ — Cg₂); мезозойско-кайнозойские складчатые комплексы — *Сахалинский* (Cg₁ — Q) и *Камчатский* (Cg₁ — Q).

Среди покровных образований представляется возможным выделить покровные комплексы, комплексы отложений молодых внутриконтинентальных впадин и комплексы вулканических поясов.

Под **покровными комплексами** понимаются сложные геологические тела, образованные осадочными толщами, выдерживающими свой состав и мощности на больших площадях. Из магматических образований в них может быть широко распространена только трапповая формация, а также могут присутствовать щелочно-ультраосновные интрузии центрального типа и кимберлиты. Мощность покровных комплексов обычно не превышает 3—4 км, достигая на отдельных участках 10 км и более; площадь их распространения лежит в пределе от 10 тыс. км² до 3 млн. км². В целом покровные комплексы характеризуются пологим почти горизонтальным залеганием слоев, углы наклона которых редко превышают 1—5°; исключение представляет повышенная дислоцированность слоев в покровных комплексах остаточных массивов, где развиты пологие брахиформные складки, усложненные вдоль разломов.

Покровные комплексы Сибири и Дальнего Востока могут быть отнесены к двум основным группам:

1. Покровные комплексы, располагающиеся на кратоне, т. е. на докембрийском складчатом фундаменте. К ним принадлежат чехлы Сибирской платформы и остаточных массивов Верхояно-Чукотской эпикратонной геосинклинали области.

2. Покровные комплексы областей молодых (мезозойско-кайнозойских) опусканий, располагающиеся на разновозрастных геосинклиналиных складчатых комплексах и на кратоне.

Покровные комплексы первой группы включают карбонатные, красноцветные, соленосные, угленосные и трапповые платформенные формации. В состав покровных комплексов остаточных массивов, кроме того, входят липарито-дацитовая и андезитовая формации. В латеральном направлении покровные комплексы этой группы переходят в складчатые комплексы перикратонных опусканий, а также в эпикратонные и ортогеосинклиналиные складчатые комплексы. При этом значительно увеличиваются мощности отложений и степень их дислоцированности. Покровным комплексом первой группы свойственна весьма большая длительность формирования, достигающая 1400—1600 млн. лет при относительно небольшой скорости (2—3 м/млн. лет для протерозоя и 15—18 м/млн. лет для палеозоя). Для них характерны крупные региональные перерывы, подразделяющие комплексы на ряд структурных ярусов, достаточно четкая дифференциация на участки опусканий (синеклизы) и поднятий (области размыва и отсутст-

вие отложений), свидетельствующих о том, что формирование комплексов происходило в условиях движений разного знака крупных глыб докембрийского кристаллического фундамента. К рассмотренному типу принадлежат *Центрально-Сибирский* и *Кольмо-Омолонский покровные комплексы*.

Покровные комплексы областей молодых опусканий включают морские сероцветные песчано-глинистые, угленосные и другие формации. Комплексы имеют форму плоско-выпуклых линз, в латеральном направлении они выклиниваются вблизи ограничивающих их сводовых поднятий и, как правило, не переходят в складчатые комплексы.

При относительно небольшой длительности формирования (до 200 млн. лет) его интенсивность (скорость) может быть весьма значительной: для Западно-Сибирской геосинеклизы она составляет 30—35 м/млн. лет. В основании комплекса обособляется нижний структурный ярус, обычно представленный чередованием эффузивно-туфогенных базальтовых или трахибазальтовых и угленосных формаций. Он имеет прерывистое распространение, залегает в грабенах или осевых частях наиболее глубоких прогибов и приближается по своему характеру к рассматриваемому ниже комплексу внутриконтинентальных впадин. Обычно охватывает сравнительно небольшое время — 40—50 млн. лет. Для верхней основной части комплекса, сложенной терригенными сероцветными и красноцветными формациями, весьма выдержанными в пределах огромных областей распространения комплексов, характерна общая непрерывность осадконакопления без существенных структурных перестроек. Если покровные комплексы первого типа распространены только в пределах кратона и формирование их отражает его длительную стабильность, то распространение покровных комплексов второго типа не определяется ранее образованными складчатыми комплексами, а, по-видимому, обусловлено совершенно новыми глубинными тектоническими процессами, связанными с формированием Северо-Азиатского континентального свода (Косыгин, 1960; Косыгин и Лучицкий, 1961; Боголепов 1962).

В пределах Сибири к рассмотренному типу принадлежит *Обско-Вилуйский комплекс*.

Комплексы отложений молодых внутриконтинентальных впадин представляют собой совокупность разобщенных линзообразных геологических тел, характеризующихся общностью тектонического положения и формационного состава. Площадь распространения отдельных комплексов составляет 120—600 тыс. км², причем на впадины приходится 2—16% этой площади. Размеры самих впадин лежат в пределах от 1—2 км² до 10 тыс. км², а их объемы — до 10 тыс. км³. Для

комплексов рассматриваемого типа характерны континентальные сероцветные песчано-глинистые, в том числе угленосные лимнические и грубообломочные формации. Также могут присутствовать трахиандезитовые и трахибазальтовые вулканогенные формации, достигающие в отдельных системах впадин значительной мощности (до 2 км). Выделяется два основных типа тел, отличающихся по морфологии, структуре и составу формаций. Тела первого типа (например, впадины Байкальского и Селенгино-Витимского комплексов) связаны с приразломными зонами и характеризуются высокими градиентами мощности и широким развитием эффузивных формаций. Телам второго типа присущи более плоские линзовидные формы и отсутствие четкой связи с разломами (Иркутский и Канский бассейны, Зее-Буреинская впадина и др.). Выделяются *Южно-Сибирский, Байкальский, Селенгино-Витимский, Южно-Алданский и Дальневосточный* комплексы.

В комплексах осадочно-вулканогенных отложений Тихоокеанского вулканического пояса широко распространены эффузивы андезито-дацитовый и липаритовой формаций и генетически с ними связанные гранодиоритовые и субвулканические гранитные интрузии. Для них характерна выдержанность состава слоев на большой площади при общем сравнительно пологом залегании, с широким развитием разрывных нарушений, относительно слабым общим короблением с образованием пологих брахискладок и вулcano-тектонических форм (изометрических просядок, прогибов, обрушений и т. п.). Они распространены в виде лент, сопровождающих глубинные разломы Тихоокеанской системы, и в латеральном направлении переходят в покровные комплексы остаточных массивов и областей молодых поднятий и в складчатые комплексы ортогеосинклиналей. Выделяются *Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алиньский* комплексы.

СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА**СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ, ОБРАЗУЮЩИЕ КРАТОН****Складчатые комплексы древних архейских ядер кратона**

Древнеархейский складчатый комплекс участвует в строении цоколя Северо-Азиатского кратона (2400×5000 км), площадь которого составляет около 7 млн. км², а также слагает ряд глыб (Байкальскую, Северо-Муйскую, Южно-Муйскую, Амалатскую, Гарганскую и, возможно, Карскую), выступающих в краевых частях геосинклиналей, окаймляющих с юга Сибирскую платформу. В пределах Сибирской платформы (2400×2400 км), занимающей площадь 4,5 млн. км², он выходит на поверхность на Алданском щите, Анабарском выступе, в Присаянье (Шарыжалгайский выступ) и на юге Енисейского кряжа.

Породы складчатого фундамента вскрываются скважинами в Иркутском амфитеатре, на северном продолжении Алданского щита и на Сунтарском поднятии, а также известны в ксенолитах кимберлитовых трубок склонов Анабарского выступа и траппов Тунгусской синеклизы.

Древнеархейский комплекс сложен глубоко метаморфизованными толщами, представленными разнообразными гнейсами (биотитовыми, гранатовыми, пироксеновыми, амфиболовыми и др.), кристаллическими сланцами, кварцитами, амфиболитами, мраморами, кальцифирами и чарнокитами видимой мощностью до 20—25 км (Косыгин, Башарин и др., 1962; Косыгин, 1962; Косыгин и др.; 1962).

На Алданском щите и Анабарском выступе архейские толщи смяты в единую систему линейных складок меридионального и северо-западного простирания, которая, судя по простираниям осей магнитных аномалий, охватывает Вилуйскую

синеклизу, склоны Алданского щита и Анабарского выступа и часть Иркутского амфитеатра. В складчатых сооружениях Алданского щита, кроме того, наблюдаются крупные купола с пологими сводами и крутыми, сложно построенными крыльями.

Линейная складчатость северо-западного простираия наблюдается в пределах Шарыжалгайского выступа и на юге Енисейского кряжа.

Важной особенностью складчатого комплекса древних архейских ядер является дискордантность его внутренней структуры по отношению к складчатым ограничениям платформы. Так, например, северо-западные простираия нижнеархейских складок Алданского щита срезаются субширотным верхнеархейским складчатым комплексом Становика. Сходная картина наблюдается в юго-западном Прибайкалье, где нижнеархейская шарыжалгайская серия с меридиональными простираиями от слюдянской серии верхнего архея, смятой в складки северо-западного простираия, отделяется Восточно-Саянским краевым швом.

Архейский складчатый комплекс, возможно, включающий нижнеархейские и верхнеархейские образования, кроме того, известен в пределах Верхояно-Чукотской эпикратонной геосинклинальной области. Он обнажен на Охотском, Колымо-Омолонском, Северо- и Южно-Чукотском массивах.

В восточной части Омолонского массива — на п-ове Тайгнос — развиты плагиогнейсы (в том числе и гиперстенсодержащие), амфиболиты и кальцифиры авековского комплекса (4—4,5 км), собранные в складки субмеридионального простираия (Липатов, 1957—1958).

В других местах Омолонского массива архейские породы представлены гнейсами и кристаллическими сланцами — антофиллито-магнетитовыми, кварцево-хлорит-мусковитовыми, кварцитами и мраморизованными известняками. Однако в последние годы толщу кристаллических сланцев многие исследователи склонны относить к протерозою (рифею) на основании ее большого сходства с ороекской свитой Приколымского прогиба.

На Колымском массиве архейские породы выходят только в пределах Шаманихо-Столбовского междуречья и представлены интенсивно дислоцированными кристаллическими сланцами, мигматитами, амфиболитами и гранито-гнейсами.

Архейские породы слагают также Охотский массив, имеющий форму неправильного треугольника, расширяющееся основание которого покрыто водами Охотского моря. Западной

границей массива служит узкая полоса амфиболитов верхнеархейского возраста (Калимулин, 1960), протягивающаяся вдоль верхнего течения р. Май. Восточная граница намечается по серии разломов меридионального направления (Шалопников, 1962). Территория Охотского массива в основном перекрыта почти не дислоцированными протерозойскими (рифейскими), палеозойскими и мезозойскими отложениями небольшой мощности. Охотский массив, вероятно, состоит из двух самостоятельных блоков — поднятого Кухтуйского и опущенного Энканского. В пределах Чукотского массива к архею относятся кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, амфиболиты и мраморы (Саргина, 1959), смятые в складки северо-западного простирания.

Архейские метаморфические толщи проплавлены гранитоидами, среди которых существенную роль играют аляскитовые граниты. Местами (на Анабарском выступе и на Алданском щите в зоне Алданского краевого шва) они вмещают массивы анортозитов.

На Алданском щите развиты биотит-амфиболовые, аляскитовые, гиперстеновые граниты и плагиограниты, образующие, как правило, тонкую согласную инъекцию или мелкие (мощностью до 10 м) тела с секущими контактами (Дзевановский, 1961; Дзевановский, 1958). С биотит-амфиболовыми гранитами связано образование крупных (до 6000 км²) полей мигматитов различного типа.

Древнеархейский складчатый комплекс Анабарского выступа вмещает массивы порфиридовидных гнейсовидных гранодиоритов и граносенитов, аляскитовых гранитов и анортозитов. Порфиридовидные гранитоиды образуют два согласных массива с крутопадающими контактами, больший из которых имеет площадь около 1300 км². Аляскитовые граниты, занимающие до 10% площади Анабарского выступа, слагают линзовидные пластовые тела мощностью до 500—1000 м при длине до 5—10 км. С ними связаны мощные зоны мигматитов и гранитизированных пород.

Анортозитовые интрузии приурочены к западной и северо-западной окраинам Анабарского выступа и представлены согласными плутонами площадью до 765 км² (Рабкин, 1958).

В пределах Шарыжалгайского выступа и на юге Енисейского кряжа развиты интрузии гнейсовидных плагиогранитов и аляскитовых гранитов (китойский и таракский комплексы), образующие обычно согласно вытянутые массивы площадью до 2400 км² — Таракский массив (Додин, 1958; Антоновская и Кириченко, 1958).

Верхнеархейские складчатые комплексы

(Олекминский, Маймакано-Оленекский, Бирюсинский)

Олекминский складчатый комплекс сложен амфиболитами, биотит-амфиболовыми, амфибол-гранатовыми, амфибол-пироксеновыми, биотитовыми гнейсами, разнообразными кристаллическими сланцами и реже кварцитами с линзами мраморов, общей мощностью до 6 км (Дзевановский, 1961). Он расположен на западе Алданского щита, отделяет его основной массив от Чарской глыбы и протягивается в долготном направлении на 180 км при ширине до 60 км. Олекминский складчатый комплекс в целом ограничен разломами и осложнен продольными системами линейных складок. Северное продолжение комплекса скрыто под чехлом Сибирской платформы и может быть предположительно прослежено по системам платформенных дислокаций (Юнов, 1963).

На юге меридиональные складки Олекминского складчатого комплекса расходятся веерообразно. Здесь он смыкается с верхнеархейским Становым складчатым комплексом, которому свойственны юго-западные и юго-восточные простирания. В районе сочленения Олекминского и Станового комплексов, уже в зоне Алданского краевого шва, располагается крупный анортозитовый массив.

Олекминский комплекс содержит интрузии габбро-диабазов и небольшие тела ультраосновных пород, а на юге — массивы «древнестановых» гранитов.

К Маймакано-Оленекскому складчатому комплексу отнесены древние толщи, развитые в пределах Маймакано-Батомгского поднятия, на левобережье верхнего течения р. Май и на Оленекско-Даалдынском поднятии. На Маймакано-Батомгском поднятии этот комплекс представлен биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами с линзами мраморов и диопсидоскаполитовых пород видимой мощностью до 8 км. Эта толща образует системы линейных складок, инъецированных «древнестановыми» гранитами. В 150 км северо-восточнее Маймакано-Батомгского поднятия на левобережье р. Май, по данным И. М. Фердмана (1959) и С. М. Калимулина (1960), развиты амфиболовые, биотит-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты видимой мощностью 350 м, слагающие отдельные блоки вдоль крупной зоны разломов.

На Оленекско-Даалдынском поднятии обнажены песчано-сланцевые отложения, метаморфизованные до стадии зеленых сланцев и смятые в крутые изоклинальные складки северо-западного простирания (Кутейников, Натапов, 1963; Ат-

ласов, 1958). Этот комплекс прорван интрузиями гранодиоритов и пегматитов с абсолютным возрастом 1950—2080 млн. лет.

Верхнеархейские складчатые структуры Оленекско-Даалдынского поднятия и восточного склона Алданского щита, простирающиеся в общем параллельно нижнеархейским складкам, образуют, по-видимому, единый Маймакано-Оленекский комплекс, распространяющийся по восточной окраине Сибирской платформы на протяжении около 1700 км.

Толщи, слагающие *Бирюсинский складчатый комплекс*, выступают в Бирюсинской и Канской глыбах, расположенных, возможно, на месте верхнеархейского прогиба, существовавшего на юго-западной окраине Сибирской платформы к югу от Енисейского кряжа.

Этот комплекс образован гнейсами, кристаллическими сланцами и в меньшей степени мраморами бирюсинской серии, интенсивно смятыми в складки преимущественно северо-западного (саянского) простираения. Местами (бассейны рек Уда и Тагул) складки протягиваются в меридиональном или северо-восточном направлении, срезаясь крупными зонами разломов.

Протерозойские складчатые комплексы

(Присаянский, Таймырский, Индигиро-Селенняхский)

К *Присаянскому складчатому комплексу* относятся отложения, выполняющие Урикско-Ийский и Олотский грабены, расположенные по южной окраине Иркутского амфитеатра.

Урикско-Ийский грабен протягивается вдоль западного края Шарыжалгайского выступа от бассейна р. Урик до р. Ия. Далее к северо-западу среди поля распространения карагасско-оселочного комплекса и верхнепротерозойских гранитоидов он прослеживается до р. Агул. Длина грабена не менее 450 км, ширина до 40—45 км. Он выполнен мощными (до 8—14 км) интенсивно дислоцированными карбонатно-терригенными толщами местами флишеидного облика (белореченская свита), содержащими основные и кислые эффузивы и их туфы (сублукская свита) (Сулоев, Тимофеев и др., 1962).

С северо-востока и юго-запада Урикско-Ийский грабен ограничен крупными зонами разломов. К юго-западному борту грабена, к его границе с Бирюсинским верхнеархейским складчатым комплексом, приурочена непрерывная полоса

верхнепротерозойских гранитов бирюсинского и саянского комплексов, относящихся к формации гранитоидных конкордантных интрузий и полей инъекционных гнейсов. С разломом, отделяющим Урикско-Ийский грабен от Шарыжалгайского выступа, связана верхнеархейская формация гранитоидных конкордантных интрузий, представленная лейкократовыми биотитовыми гранитогнейсами, очковыми гнейсо-гранитами, биотитовыми разгнейсованными гранитами, а также группа габброидных эвгеосинклинальных формаций, объединяющая интрузии габбро, габбро-диоритов, диоритов и габбро-диабазов верхнепротерозойского возраста (Сулоев, Тимофеев и др., 1962).

Онотский грабен располагается внутри Шарыжалгайского выступа. Он протягивается на 60—70 км при ширине до 20—25 км от бассейна р. Онот в северо-западном направлении и перекрывается верхнепротерозойскими отложениями плиты. Как и Урикско-Ийский грабен, он ограничен разломами и выполнен сходными по составу сильно дислоцированными отложениями мощностью до 4—5 км с кислыми эффузивами в верхних частях разреза.

Таймырский складчатый комплекс занимает север п-ова Таймыр и восточную часть архипелага Северная Земля, протягиваясь на 850—900 км при ширине до 350 км. Он образован мощными (до 12—13 км) преимущественно нижнепротерозойскими песчано-сланцевыми толщами с небольшим количеством эффузивных и карбонатных пород, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, а местами превращенными в кристаллические сланцы и гнейсы. Эти толщи собраны в крутые линейные складки шириной в десятки километров, сложенные изоклинальной складчатостью и системами ступенчатых сбросов с амплитудой до 2000—3000 м, сопровождаемых зонами катаклазированных пород и милонитов (Погребицкий, Черепанов, Захаров, 1962). Простираения меняются от почти широтного на западе полуострова до меридионального и северо-северо-западного на островах Северной Земли.

Северо-западная часть Таймырского п-ова в районе побережья Харитона Лаптева занята Карской глыбой, сложенной плагиогнейсами и кристаллическими сланцами карской серии, относимой к архею (Погребицкий, Черепанов, Захаров, 1962; Косыгин, Башарин и др., 1962). С юго-востока эта глыба ограничена линейными складками протерозоя. На севере она погружается под Карское море. В пределах глыбы структура архейских (?) толщ характеризуется сочетанием куполовидных и узких линейных складок с изменчивыми простираениями (Погребицкий, Черепанов, Захаров, 1962).

Карская глыба осложнена и, возможно, ограничена вытянутым вдоль берега Карского моря синклинальным прогибом, выполненным протерозойскими метаморфическими сланцами. С юга прогиб ограничивается системой ступенчатых сбросов.

В области распространения Таймырского складчатого комплекса значительную площадь занимают интрузивные образования. Древнейшими интрузиями, развитыми в пределах Карской глыбы, являются согласные пластовые залежи или линзовидные тела площадью 1—6 км², представленные габбро-орнититами, габбро- и ортоамфиболитами, а также согласные тела гнейсовидных порфиroidных гранитоидов, окруженные обычно полями мигматитов.

Протерозойский складчатый комплекс вмещает метаморфизованные пластовые интрузии, относящиеся к группе габброидных эвгеосинклинальных формаций. Они превращены в ортоамфиболиты, прослеживающиеся по простиранию от 2—3 до нескольких десятков километров при мощности до сотен метров.

К юго-востоку от Карской глыбы расположен пояс, образованный вытянутыми по простиранию телами двуслюдяных гранитов, включаемых в формацию гранитоидных конкордантных интрузий и полей инъекционных гнейсов. Они имеют неправильные гребенчатые очертания, обычно согласные контакты и постепенные переходы к вмещающим гнейсам. Наиболее крупными являются интрузии в междуречье рек Толевая и Коломейцева на п-ове Заря (около 3500 км²) и в бассейне р. Ленивая (Марков, Равич, Вакар, 1957).

Далее к юго-востоку располагаются крупные (до 1000 км²) массивы биотитовых и амфиболовых, преимущественно порфиroidных гранитов батолитовой гранитоидной формации. Они подчинены протерозойским антиклиналям и имеют интрузивные контакты с широкими ореолами роговиков и иногда узкими каймами инъекционных гнейсов.

Индиgиро-Селенняхский складчатый комплекс в фундаменте Яно-Колымской эпикратонной геосинклинальной системы предположительно протягивается вдоль северо-западной и юго-западной окраин Колымо-Омолонского массива в виде сравнительно узкой (100—150 км) дугообразной полосы.

Породы этого комплекса выступают на поверхности в Селенняхском блоке, сложенном амфиболитами, серпентинитами, измененными эффузивами основного и среднего состава, полевошпатово-кварцево-слюдистыми, известково-слюдистыми, хлорито-серицитовыми и другими кристаллическими сланцами, слюдистыми известняками и мраморами с общей мощностью около 5—6,5 км (Некрасов, 1960; Гребенников, 1961). Эти отложения собраны в крутые линейные складки

северо-восточного простираня и метаморфизованы в эпидот-хлоритовой; реже амфиболитовой фациях. Отсутствуют какие-либо несогласия, а степень метаморфизма уменьшается вверх по разрезу. Взаимоотношения протерозоя с вышележащими толщами неясны.

Породы аналогичного состава выступают также в небольших блоках на хр. Тас-Хаяхтах и Омүлевских горах.

Полоса распространения рассматриваемого складчатого комплекса проявляла себя повышенной подвижностью в палеозое, мезозое и кайнозое, активизацией крупных продольных глубинных разломов и развитием гранитных интрузий в позднем мезозое.

ПЕРИКРАТОННЫЙ СКЛАДЧАТЫЙ КОМПЛЕКС

Перикратонный складчатый комплекс расположен по периферии Сибирской платформы, на ее раздробленном и погруженном цоколе. Он отличается большой длительностью развития, резко увеличенными мощностями по сравнению с платформенным чехлом, появлением терригенных флишеидных толщ, а также повышенным метаморфизмом и наличием гранитоидных интрузий в пригеосинклинальных зонах.

По строению и длительности формирования в пределах складчатого комплекса выделяются в качестве основных его структурных элементов перикратонные опускания двух типов: «полные» перикратонные опускания, состоящие из двух зон с разной степенью метаморфизма, разной структурной расчлененностью и гранитным магматизмом вблизи геосинклиналей, и «неполные», отличающиеся меньшей длительностью развития, отсутствием гранитного магматизма и повышенного метаморфизма.

К «полным» перикратонным опусканиям принадлежат Патомское и Енисейское.

Патомское перикратонное опускание имеет форму крупной, широкой (100—250 км) и выпуклой к северу дуги, протягивающейся на расстояние около 1500 км. С юга оно ограничено системами глубинных разломов Муйского офиолитового пояса. На севере складчатые структуры опускания приобретают северо-восточные простираня и уходят в Вилюйский авлакоген.

Патомское перикратонное опускание характеризуется полным разрезом выполняющих его протерозойских отложений, которые, по-видимому, подстилаются гнейсовыми толщами верхнего архея, выступающими в сводовых частях крупных антиклинальных структур.

В пределах Патомского перикратонного опускания выделяются его внутренняя (Приленская) и внешняя (Мамско-Бодайбинская) зоны.

Приленская внутренняя зона выполнена карбонатными и терригенными толщами мощностью 9—10 км, собранными в линейные, часто асимметричные и запрокинутые к северу складки, выполаживающиеся по направлению к плите.

Мамско-Бодайбинская внешняя зона построена более сложно. Мощность протерозойских отложений здесь достигает 12—14 км. В пределах этой зоны вдоль северной ее границы устанавливаются Чуйский, Тепторгинский и Нечерский антиклинории. К югу от них располагаются Мамский и Бодайбинский синклинории.

Чуйский антиклинорий северо-восточного простирания сложен гнейсами и кристаллическими сланцами, вмещающими конкордантные массивы гнейсовидных гранитов и батолитовые интрузии амфибол-биотитовых и биотитовых гранитов. Северо-западный край антиклинория очерчивается полосой выходов кварцевых порфиров, с которыми пространственно связаны интрузии гранит-порфиров, сиенит-порфиров и грано-диоритов. На юго-востоке антиклинорий граничит с Мамским синклинорием.

Тепторгинский антиклинорий кулисообразно подставляет к востоку Чуйский антиклинорий. В ядре антиклинория выходят метаморфические сланцы тепторгинской серии, вмещающие батолитовые гранитоидные интрузии. На крыльях антиклинория тепторгинская серия несогласно перекрывается конгломератами баллаганакской подсерии патомской серии. В осевой части антиклинория наблюдаются сравнительно простые, пологие складки. На южном крыле складчатость более напряженная, складки сжатые и местами запрокинуты к югу.

Нечерский антиклинорий с северо-востока и юго-запада ограничен разломами. Он сложен тепторгинской серией и несогласно залегающими на ней кевактинской и бульбухтинской свитами. В пределах антиклинория развиты также протерозойские интрузии гранитоидов.

Бодайбинский синклинорий сложен карбонатно-терригенными толщами патомской серии мощностью до 10—15 км. В ее составе преобладают терригенные флишеидные отложения, часто превращенные в зеленые сланцы. К западу и юго-западу патомская серия переходит в глубоко метаморфизованную мамскую толщу, выполняющую Мамский синклинорий. По данным А. Н. Казакова (1960), мамская толща образует асимметричную синклиналь с пологим

северо-западным и крутым юго-восточным крыльями. Простая синклинальная структура осложнена многочисленными мелкими складками второго порядка, складками волочения и пластического течения.

Восточным окончанием Патомского перикратонного опускания является Удоканский молассовый прогиб, примыкающий к Алданскому щиту. Он выполнен удоканской серией мощностью 9—10 км, собранной в простые куполовидные или несколько вытянутые складки, огибающие западный край Алданского щита. В пределах прогиба располагаются крупные (до 85×100 км) гранитные батолиты чуйско-кодарского комплекса.

Енисейское перикратонное опускание выполнено мощными (10—14 км) терригенно-карбонатными отложениями протерозоя. На юге оно имеет ширину до 220 км и, постепенно сужаясь, протягивается в северо-западном направлении более чем на 500 км. Юго-восточная часть перикратонного опускания занята Иркинеевским антиклинорием, продолжающимся в Иркинеевский авлакоген. С запада перикратонное опускание ограничено зоной разломов, идущей вдоль р. Енисей. К ней приурочены мелкие тела ультраосновных пород и поля основных эффузивов. На востоке перикратонное опускание переходит в платформенный чехол.

Как и в Патомском перикратонном опускании, здесь выделяются две зоны: внутренняя (Лебяжинско-Удере́йская) и внешняя (Аяхтинская).

Лебяжинско-Удере́йская зона разделяется на Удере́йский и Большелебяжинский прогибы и расположенное между ними Енашимское поперечное поднятие, в пределах которого выступают наиболее древние толщи Лебяжинско-Удере́йской зоны. В отличие от Патомского перикратонного опускания, где протерозойские толщи составляют единый непрерывный разрез с нижнепалеозойскими отложениями, в Енисейском перикратонном опускании в верхах протерозоя существуют перерывы и угловые несогласия. Толщи, залегающие ниже этого несогласия, смяты в широкие коробчатые складки, а также образуют вытянутые антиклинали, нарушенные разломами. Отложения чингасанской серии, залегающие несогласно на более древних, собраны в коробчатые синклинали и узкие приразломные антиклинали, объединяющиеся иногда в антиклинории и синклинории (Кириченко, 1961; Кириченко, Додин, 1958).

В Аяхтинской зоне Енисейского перикратонного опускания складчатость более напряженная и имеет более крутые наклоны крыльев. Здесь выделяется ряд крупных антиклинориев и синклинориев.

Татарский (Центральный) антиклинорий протягивается вдоль восточной границы Аяхтинской зоны на всем ее протяжении (500 км) до р. Енисея. К западу от него расположен выполненный осадками верхнего протерозоя Центральный синклинорий, разделенный Сухопитским антиклинорием на две ветви: Бурмакинскую и Каитъбинскую (Косыгин, Башарин и др., 1962).

Складчатые структуры Аяхтинской зоны вмещают линейные согласные интрузии микроклиновых протерозойских гранитов, сопровождающиеся зонами мигматизации, а также бабололитовые интрузии биотитовых плагиоклазо-микроклиновых гранитов размером до 800—1000 км². С интрузиями обычно связаны повышенный метаморфизм протерозойских отложений и изменение их до стадии гнейсов и кристаллических сланцев.

Туруханское перикратонное опускание протягивается вдоль р. Енисея на расстояние более 200 км при ширине до 50 км и представлено, по-видимому, только своей внутренней зоной (Косыгин, Башарин и др., 1962). Оно выполнено терригенно-карбонатными толщами видимой мощностью до 4—5 км и характеризуется усложнением складчатости с востока на запад. На востоке развиты пологие мульды, купола и резкие узкие приразломные антиклинали. На западе протерозойские слои образуют ряд чередующихся антиклиналей и синклиналей, разбитых многочисленными разломами.

Прибайкальское перикратонное опускание выполнено верхнепротерозойскими карбонатно-терригенными, местами флишеидными толщами, мощностью до 4—5 км, залегающими на нижнем протерозое и архее. От Патомского и Енисейского перикратонных опусканий отличается отсутствием внешней зоны и меньшей длительностью формирования. Опускание имеет ширину до 30—40 км и протягивается на 450 км вдоль всего западного побережья оз. Байкал, сливаясь на севере с Патомским перикратонным опусканием. На юге оно примыкает к Шарыжалгайскому выступу фундамента, на западе переходит в верхнепротерозойскую плиту, а на востоке по системе разломов ограничивается выходами архейских и нижнепротерозойских образований.

Прибайкальское перикратонное опускание состоит из отдельных удлиненных прогибов (Голоустенский, Унгура-Ленский и Улькан-Ирельский) и разделяющих их поднятий (Бугульдейское, Верхнекиренское) (Притула и др., 1962).

Внутренняя структура перикратонного опускания характеризуется развитием линейных асимметричных складок, прослеживающихся на значительные расстояния. В сторону платформы интенсивность складчатости постепенно убывает (Павловский, 1960; Притула и др., 1962). По внешнему краю

перикратонного опускания развиты, как правило, крутые относительно узкие и запрокинутые к северо-западу складки. В отдельных случаях встречаются изоклиналильные и «стулообразные» складки. В приплатформенной зоне они более широкие и пологие, но также асимметричные. Для них характерны широкие своды, часто раздвоенные продольными синклиналильными перегибами.

ЭПИКРАТОННЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Общая характеристика и типы структурных элементов

Обширная территория Северо-Востока СССР, прилегающая к Сибирской платформе и ограниченная на юго-западе Охотско-Анадырской ортогеосинклиналию, имеет весьма сложное складчато-глыбовое строение. В ее пределах по ряду геофизических и геологических данных можно предполагать почти непрерывное распространение раздробленного архейского фундамента с перепадом в глубине залегания отдельных глыб от 0 до 15 км и более.

Приподнятые блоки архейского цоколя образуют крупные остаточные массивы (Колымо-Омолонский, Охотский, Хромско-Новосибирский, Северо-Чукотский и Южно-Чукотский), разделенные сложной системой прогибов, выполненных эпикратонными складчатыми комплексами. Остаточные массивы имеют угловатую, изометричную форму. Они ограничены системами глубинных разломов и местами покрыты платформенным чехлом небольшой (до 3—5 км) мощности. В строении чехла участвуют позднепротерозойские, палеозойские и мезозойские отложения, лежащие почти горизонтально или собранные в пологие брахиформные складки. В приразломных зонах складки приобретают напряженный линейный характер. В отличие от смежных геосинклиналильных прогибов, характеризующихся однообразной серией терригенных и карбонатных осадков, отложения платформенного чехла представлены пестрым чередованием морских и континентальных терригенных, карбонатных и вулканогенных формаций с преобладанием последних. Присущая этим структурам активная вулканическая деятельность локализуется главным образом по окраинам массивов вдоль ограничивающих их структурных швов.

В пределах остаточных массивов широко развиты разновозрастные интрузии нормальных и щелочных гранитоидов, субвулканические интрузии гранодисритов, гранодиорит-порфиоров и порфиритов. Наиболее интенсивное внедрение гра-

нитных интрузий, связанное с завершающим позднеюрским — раннемеловым этапом складчатости в смежных эпикратонных геосинклинальных системах, устанавливается в пределах Охотского, Северо-Чукотского и Южно-Чукотского массивов, а также в северо-восточной наиболее раздробленной части Колымо-Омолонского массива.

Эпикратонные складчатые комплексы, к которым относятся Анюйско-Чукотский, Яно-Колымский, Южно-Таймырский и Северо-Земельский, образовались на погруженных блоках архейского и отчасти, возможно, раннепротерозойского цоколя. Для них характерно: 1) длительное, почти непрерывное развитие от позднего протерозоя до конца палеозоя (Южно-Таймырский), раннего (Анюйско-Чукотский) и среднего (Яно-Колымский) мезозоя включительно; 2) огромные размеры и относительная простота внутреннего строения основных структурных элементов — прогибов, поднятий, антиклинорий и т. д., протягивающихся на многие сотни километров; 3) чередование участков пологих дислокаций с участками напряженной линейной складчатости вблизи разломов и в зонах наибольшего погружения фундамента (Верхоянский антиклинорий, Иньяли-Дебинский синклинорий); 4) слабая контрастность движений, выражающаяся в отсутствии длительных перерывов и четко выраженных несогласий внутри комплексов, что может быть объяснено почти непрерывным проявлением складчатости; 5) весьма однообразный состав распространенных на большей территории карбонатных и песчано-сланцевых формаций, при весьма незначительном участии вулканогенных образований. Последние обычно представлены траппами в эффузивных и гипабиссальных фациях (трапповый вулканизм Южно-Таймырского, Лено-Индибирского, Анюйско-Чукотского, Чаунского и др. прогибов); 6) широкое проявление гранитного магматизма в завершающую стадию развития геосинклиналей.

Наиболее крупные пояса гранитных интрузий (Колымский пояс) тяготеют к структурным швам и зонам сочленения геосинклинальных прогибов с остаточными архейскими массивами, но зачастую внедряются в глубь прогибов по системам продольных и поперечных разломов.

В составе эпикратонных складчатых комплексов выделяют структурные ярусы: протерозойский, ниже-среднепалеозойский, верхнепалеозойско-среднемезозойский, а также верхнемезозойский структурный ярус, образующий наложенные прогибы.

Как внутренняя структура, так и общая морфология эпикратонных складчатых комплексов определяются глубиной погружения и степенью раздробленности архейского цоколя

и конфигурацией ограничивающих их остаточных массивов. В составе комплексов выделяются следующие основные типы структур.

Геосинклинальные прогибы: Лено-Индигирский, Арmano-Вилигинский, Инъяли-Дебинский, Мало-Аньюйский, Чаунский, Южно-Таймырский. Они характеризуются накоплением многокилометровых толщ карбонатных и песчано-сланцевых отложений, преобладанием различных по величине линейных, часто асимметричных складок и подчиненным количеством складчатых форм коробчатого или брахиформного типа.

Геоантиклинальные поднятия: Адычанское, Аян-Юряхское, Буюндино-Балыгычанское в Яно-Колымском комплексе и Алярмаутское и Яканское в Аньюйско-Чукотском комплексе. Им свойствен сокращенный разрез, длительные перерывы в осадконакоплении и неглубокое залегание архейского цоколя. Для геоантиклинальных поднятий характерно развитие складчато-глыбовых структур. Участки пологой брахиформной, гребневидной и коробчатой складчатости (Эльгинская, Эгехайская и др. зоны) чередуются с оконтуривающими их участками линейных, иногда опрокинутых складок, тяготеющих к широко развитым системам разрывных нарушений. На флангах геоантиклинальных поднятий часто наблюдается обтекание их линейными складками (Спрингис, 1958; Гавриков, 1958; Ларин, 1955), что позволило некоторым исследователям (Садовский, 1962; Городинский, 1962) рассматривать эти структуры в качестве срединных массивов.

Поперечные прогибы: Южно-Верхоянский, Полоусненский и Приколымский. Они представляют собой боковые ответвления геосинклинальных систем, внедряющиеся в глубь архейских массивов. К ним, возможно, относится и Лено-Анабарский прогиб, расположенный между северо-восточной окраиной Сибирской платформе и предполагаемым массивом моря Лаптевых. Поперечные прогибы располагаются между резко приподнятыми архейскими блоками, имеют сравнительно удлиненную форму и ограничены системами глубинных разломов. По сравнению с основными геосинклинальными прогибами они характеризуются сокращенным разрезом, более коротким временем развития и более простыми формами складок, среди которых преобладают относительно широкие и плоские коробчатые формы (Постельников и Пущаровский, 1959; Некрасов, 1962; Мокшанцев и Рожков, 1962 и др.). Складки линейного типа развиваются в осевых наиболее прогнутых частях прогибов (Южно-Верхоянский) и не имеют широкого распространения. Простираение складок находится в тесной зависимости от направлений глубинных разломов, ограничивающих поперечный прогиб.

Наложённые прогибы: Олойский, Момо-Зырянский, Раучуанский. Они формируются в завершающую стадию развития эпикратонных складчатых комплексов. Иногда их образование связывается с развитием смежной Охотско-Анадырской ортогеосинклинали (Боголепов, 1962), и в этом случае их можно рассматривать как поперечные прогибы последней. Для наложенных прогибов характерно: формирование на разновозрастном складчатом основании от архейского до раннемезозойского; непосредственная связь с ограничивающими их системами глубинных разломов; широкое проявление эффузивной деятельности особенно на ранних стадиях погружения; кратковременное развитие, длящееся не более одного-двух периодов; большая мощность осадочных образований (до 7 км и более); последовательная смена или чередование вулканогенных формаций с морскими и континентальными (угленосными) молассаами; пологая брахиформная складчатость, затухающая вверх по разрезу, но зачастую весьма усложненная в окраинных, приразломных зонах. Наиболее крупные наложенные прогибы (Олойский, Момо-Зырянский) располагаются вдоль окраин Колымо-Омолонского остаточного массива в зонах сочленения его соответственно с Анюйско-Чукотской и Яно-Колымской геосинклинальными системами.

Яно-Колымский складчатый комплекс

Яно-Колымский складчатый комплекс располагается между Хромско-Новосибирским и Колымо-Омолонским массивами на востоке и Сибирской платформой и Охотским массивом на западе. На юго-востоке он ограничен Тауйско-Ямским геантиклинальным поднятием, входящим в состав Охотско-Анадырской геосинклинали. Различие в составе формаций и наличие локальных перерывов и угловых несогласий, четко проявляющихся лишь вдоль северо-восточной, более подвижной окраины складчатого комплекса, позволяют выделить в его составе верхнепротерозойский, ниже-среднепалеозойский и верхнепалеозойский-среднемезозойский структурный ярусы. Нижний структурный ярус, состоящий из песчано-сланцевых и карбонатных толщ, выходит на поверхность в западной и южной частях Южно-Верхоянского прогиба, в Верхоянском антиклинории (Хараулах), в Приколымском прогибе и в пределах окраинных структур о-ва Ляховского. Мощность нижнего яруса в Учуро-Майском районе достигает 10 км (Резанов, Зарудный, 1962), в Приколымском прогибе 4,5 и на о-ве Ляховском около 3 км (Лобанов, 1957).

Второй структурный ярус выходит на поверхность на склонах прогибов в краевых поднятиях Сеттэ-Дабана, системы

хребтов Черского и о-ва Ляховского, а также в Приколымском, Полоусненском и Южно-Верхоянском поперечных прогибах. В его составе преобладают карбонатные породы. Песчано-сланцевые отложения свойственны лишь верхам девонской системы, а также выполняют Чибагалахский прогиб.

В окраинных структурах хр. Черского ниже-среднепалеозойские отложения имеют наибольшую мощность от 8 до 12—14 км (Богданов, 1962). Здесь же располагается имеющий наиболее «геосинклинальный» облик Чибагалахский синклиорий, заполненный сланцево-карбонатными отложениями с участием средних и основных эффузивов. В Верхоянской зоне мощность структурного яруса составляет 5—9 км и имеет минимальное значение в пределах Хараулаха, сопоставимое с мощностью чехла на склонах Сибирской платформы.

В нижних двух структурных ярусах магматические проявления незначительны и представлены редко встречающимися пластовыми залежами и дайками диабазов, габбро-диабазов и габбро (Матвеевко, 1961). Отмечается обогащение пирокластическим материалом живетских отложений Приколымского прогиба (Постельников и Пушаровский, 1959), что связано с резким усилением вулканизма в прилегающих частях Колымо-Омолонского массива.

К завершающему этапу развития второго структурного яруса, по-видимому, следует отнести маломощные покровы щелочных базальтоидов, диабазов и порфиринов хр. Тас-Хаяхтах, комплекс щелочных пород (горнблендиты, монцониты, сиениты) и небольших интрузий гранитоидов, развитых в Приколымском и Момском прогибах (Некрасов, 1960, 1962). Их возраст колеблется в пределах 200—368 млн. лет (Мокшанцев и Рожков, 1962).

Третий структурный ярус соответствует Верхоянскому комплексу и включает отложения от позднего карбона до верхней юры включительно. На всем протяжении Яно-Колымского складчатого комплекса он представлен однообразными песчано-сланцевыми толщами, мощность которых в погруженных частях прогибов превышает 10—12 км. В составе единого крупного комплекса А. В. Вихертом (1960), В. В. Пановым (1960), Ю. М. Пушаровским (1955, 1960) выделяется ряд более мелких формационных единиц (глинистые, песчано-глинистые, флишеидные, угленосные формации и т. п.). Однако они отражают лишь сравнительно небольшие различия фациальных условий. Среди мелководных прибрежно-морских и наземных отложений наиболее грубые песчаные и алевроитовые осадки с незначительным количеством конгломератов тяготеют к периферическим частям прогибов, к геоантиклинальным поднятиям и зонам сопряжения геосинклинальных структур с

Сибирской платформой и остаточными массивами. Вблизи Колымо-Омолонского и Охотского массивов, а также близ границы с Охотско-Анадырской ортогеосинклиналью осадочные толщи обогащаются туфогенным материалом.

Мощность и полнота разреза верхнепалеозойско-мезозойского структурного яруса возрастают с запада на восток и юго-восток от Западного Верхоянья, испытавшего, начиная с триаса, относительное поднятие, по направлению к Колымо-Омолонскому массиву и Охотско-Анадырской геосинклинали, вдоль которых глубокие прогибы (Инъяли-Дебинский, Арма-но-Вилигинский) продолжали формироваться вплоть до верхней юры — валанжина.

Особенностью третьего структурного яруса является некоторое усиление эффузивной деятельности, преимущественно в западной части складчатого комплекса вблизи границ с Сибирской платформой, где отмечаются пластовые залежи, штоки и дайки диабазов, параллелизуемых с трапповыми комплексами триасового возраста (Матвеевко и Шаталов, 1958). С верхнеюрским — меловым этапом связано образование крупнейших поясов гранитных интрузий Колымского комплекса. В верхнеюрскую эпоху формировались малые интрузивные тела, представленные разнообразными породами габброидного (габбро, диабазы, диориты) и гранитоидного состава (гранодиориты, трондъемиты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры), группирующиеся вдоль трещинных зон, связанных с глубинными разломами, и частью синхронные гранитным интрузиям Колымского комплекса (Фирсов, 1960; Ненашев, 1962).

Граниты Колымского комплекса образуют обширный пояс, протягивающийся вдоль бортов Инъяли-Дебинского и Полоусненского прогибов. Гранитные тела имеют пластообразную, клиновидную, линзообразную и штокообразную форму (Некрасов, 1962; Матвеевко и Шаталов, 1958). Морфология интрузий в значительной мере определяется характером трещинных зон, связанных с глубинными разломами. Большинство интрузий многофазные. Они представлены преимущественно биотитовыми гранитами и в значительно меньшей степени более основными разновидностями гранитов. Устанавливаются три основные фазы (гранодиориты, диориты и тоналиты; биотитовые, часто грейзенизированные граниты; аляскиты и лейкократовые граниты) и большой диапазон формирования колымских гранитоидных интрузий, охватывающий 50—160 млн. лет (Некрасов, 1962; Мокшанцев и Рожков, 1962).

В особый — Янский комплекс выделяются гранитные интрузии, приуроченные к дискордантным системам разломов (Матвеевко, 1961; Некрасов и Рожков, 1960; Мокшанцев и Рожков, 1962). Они представлены сравнительно мелкими

телями штокообразной и пластовой формы, сложены преимущественно гранитоидами повышенной основности, при подчиненном значении ультракислых субщелочных гранитов.

В пределах Яно-Колымского складчатого комплекса обособляются Лено-Индигирский, Инъяли-Дебинский и Арmano-Вилигинский геосинклинальные прогибы, разделенные Адычанским, Аян-Юряхским и Буюндино-Балыгычанским геоантиклинальными поднятиями.

Лено-Индигирский прогиб охватывает западную часть Яно-Колымского складчатого комплекса. Он образует огромную дугу длиной более 1200 км и шириной до 400 км, вытянутую вдоль Мунско-Оленекского и Алданского склонов Сибирской платформы. Западная граница скрыта под чехлом меловых отложений Предверхоянского краевого прогиба. По геофизическим данным (Николаевский, 1963), она проходит по системе глубинных разломов вдоль долины р. Лены. На севере прогиб скрывается под Янским заливом моря Лаптевых, на востоке он ограничен Адычанским геоантиклинальным поднятием, а севернее устья р. Адычи сливается с Инъяли-Дебинским прогибом.

В состав Лено-Индигирского прогиба входят Верхоянский антиклинорий и Сартангский синклинорий. В ядре Верхоянского антиклинория выходит мощная (до 6—7 км) толща песчано-сланцевых пород верхнего карбона и нижней перми, образующих систему протяженных (до 30—40 км) линейных складок с падением крыльев до 40—70°, часто наклоненных на запад (Вихерт, 1960). Крылья антиклинория сложены верхнепермскими и триасовыми отложениями, смятыми в крупные коробчатые, гребневидные и стулообразные складки, местами осложненные надвигами и мелкой дисгармоничной складчатостью. Западное крыло антиклинория осложнено крутыми флексурами. В ядрах антиклиналей обнажены отложения карнийского и норийского ярусов, в синклиналях встречаются отложения нижней и средней юры. Для Сартангского синклинория характерны крупные асимметричные, часто коробчатые и стулообразные складки с четкой линейной ориентировкой, осложненные более мелкой складчатостью. Разрывные нарушения распространены значительно реже, чем в Верхоянском антиклинории, и имеют небольшие амплитуды.

От Лено-Индигирского геосинклинального прогиба ответвляется поперечный Южно-Верхоянский прогиб длиной около 700 км, шириной до 250 км, постепенно выклинивающийся между склонами Алданского и Охотского массивов. По геофизическим данным, наиболее глубокая часть прогиба располагается в верховьях рек Тыра, Сунтара и Юдома. Поверх-

ность фундамента к югу воздымается, почти достигая современного эрозионного среза (Шапошников, 1961). Северная часть прогиба выполнена пермскими отложениями. Нижние структурные ярусы выходят на поверхность в районе южного замыкания прогиба и на его западном борту в Сеттэ-Дабанском горст-антиклинории. Преобладают брахиформные и гребневидные складки, осложненные многочисленными разломами. В осевой части прогиба и вблизи разломов развиты линейные складки. Широко распространены гранитоиды и поля верхнемеловых эффузивов.

Инъяли-Дебинский геосинклиальный прогиб в виде дугообразного трога длиной до 1500 км и шириной 150—250 км огибает с запада Колымо-Омолонский и Хромско-Новосибирский массивы, от которых, как и от ограничивающих его на юго-западе Адычанского и Аян-Юрхаского поднятий, он отделяется системами глубинных разломов (Улаханская, Чай-Юрюинская, Аргатаская и др.). Вдоль северо-восточного крыла прогиба в системе окраинных антиклинориев (хр. Черского, о-ва Котельного) выступают нижние структурные ярусы. По-видимому, они продолжают и под осевую часть Инъяли-Дебинского прогиба (Богданов, 1962), выполненную отложениями триаса, нижней, средней и отчасти верхней юры; присутствие здесь пермских отложений оспаривается (Тучков, 1962; Возин, 1962). Окраинный антиклинорий хр. Черского представляет складчато-глыбсовое сооружение, в котором степень дислоцированности возрастает по мере удаления от Колымо-Омолонского массива. На востоке распространены простые, крупные складки с пологими сводами шириной до 20—30 км и наклонами крыльев 20—40°. На западе (хр. Тас-Хаяхта) преобладают сильно сжатые линейные складки (Богданов, 1962). Часть антиклинория хр. Черского погружена под отложения наложенного Момо-Зырянского прогиба.

Юрские отложения осевой части Инъяли-Дебинского прогиба собраны в сложную систему линейных, часто опрокинутых складок, образующих крупный синклиний (Гавриков, 1958; Зимкин, 1956). В его пределах широко развиты продольные и поперечные разрывные нарушения. Как с теми, так и с другими связаны крупные пояса гранитных интрузий, системы даек и цепочки мелких интрузивных тел. Наиболее крупная Дарпирская (Чималгано-Чибогалахская) зона разломов протягивается вдоль северо-восточного крыла синклиния. По ней устанавливаются не только крупные вертикальные подвижки с амплитудой до 3—4 км, но и горизонтальные перемещения, достигающие на отдельных участках 10—12 км (Богданов, 1962).

От Инъяли-Дебинского прогиба ответвляются Приколымский (Столбовской) и Полоусненский поперечные прогибы.

Приколымский прогиб, преобразованный в процессе мезозойского и отчасти среднепалеозойского тектогенеза в крупный антиклинорий, заложился в верхнем протерозое, по-видимому, унаследовав приразломную геосинклиналь позднеархейского-раннепротерозойского возраста, приближающуюся по своему структурному положению к автакогену.

Протерозойские и ниже-среднепалеозойские преимущественно карбонатные отложения мощностью до 10 км образуют относительно пологие, часто брахиформные складки, осложненные многочисленными разломами. Степень метаморфизма и интенсивность складчатости убывают вверх по разрезу (Постельников и Пушаровский, 1959; Пепеляев, 1961). В мезозое, когда прогиб был уже в основном преобразован в антиклинорий, вдоль восточной его окраины формировалась сравнительно узкая пришовная впадина (Приомолонский прогиб по Пушаровскому и Тильману, 1962), раскрывающаяся и выполаживающаяся в районе северного окончания антиклинория.

Приколымский антиклинорий протягивается на 500 км при ширине около 120 км. На севере он скрывается под четвертичными отложениями Северо-Колымской низменности. На востоке он ограничен Ярхондонской зоной разлома, по-видимому, представляющей собой продолжение Омсукчанского структурного шва. На западе от смежной части Колымо-Омолонского массива он также ограничен крупным разломом, следующим вдоль р. Колыма (Пепеляев, 1961).

Полоусненский поперечный прогиб, протягиваясь на 500 км при ширине 100—200 км, отделяет Колымо-Омолонский массив от Хромско-Новосибирского. Как и Приколымский, он, видимо, наследует направление приразломной позднеархейско-раннепротерозойской геосинклинали Селенняхского и Полоусненского хребтов и связан с системой длительно живущих глубинных разломов субширотного направления. В пределах Полоусненского прогиба выделяются Южно-Полоусненский антиклинорий и Северо-Полоусненский синклинорий. Они разделены поясом позднеюрских — раннемеловых гранитных массивов хребтов Полоусного и Улахан-Сис, связанных с глубинным разломом. Слагающие антиклинорий карбонатные отложения нижнего и среднего палеозоя образуют простые асимметричные складки. Синклинорий выполнен Верхоянским комплексом; наиболее распространены отложения верхней юры. По геофизическим данным (Шапошников, 1962), мощность осадочного чехла в центральной и восточной частях синклинория невелика и возможно неспред-

ственное налегание верхнего триаса и юры на докембрий. По геологическим данным (Некрасов, 1960; Мокшанцев и Рожков 1962), устанавливается налегание верхней юры на палеозой не только на склонах, но и в центральной части синклинали. Это позволяет предполагать, что Полоусненский прогиб замыкается в пределах Северо-Колымской низменности, не соединяясь с Анюйско-Чукотской геосинклиналью. В Полоусненском синклинали развиты простые коробчатые складки, и лишь на южном крыле известна сложная линейная складчатость (Некрасов, 1962).

Армано - Вилигинский геосинклинальный прогиб располагается вдоль южной окраины Яно-Колымского складчатого комплекса. Его длина около 600 км и ширина до 200 км. На севере он ограничен Аян-Юрахским и Буюндино-Балыгычинским поднятиями, на юге примыкает к Тауйско-Ямскому геантиклинальному поднятию Охотско-Анадырского складчатого комплекса. Значительная часть прогиба скрыта под мощной толщей меловых эффузивов Восточно-Азиатского вулканического пояса. В связи с этим складчатые структуры прогиба изучены недостаточно. По-видимому, они образуют сложную систему складок изменчивого простирания, обтекающих выдвинутые к югу глыбовые структуры Буюндино-Балыгычанского геантиклинального поднятия. В наиболее глубоких частях прогиба мощность верхнетриасовых отложений оценивается в 4 км (Сеньковский, 1958), а юрских отложений, представленных всеми тремя отделами (бассейн р. Вилиги), — в 5 км (Тучков, 1962). В пределах прогиба широко развиты крупные разрывы широтного и северо-восточного простирания, контролирующее распределение интрузий меловых гранитоидов, а также систем наложенных верхнемеловых и кайнозойских межгорных впадин.

Адычанское, Аян-Юряхское и Буюндино-Балыгычанское геантиклинальные поднятия протягиваются в виде дугообразно изогнутой цепи, отделяющей Инъяли-Дебинский прогиб от Лено-Индибирского на западе Яно-Колымской системы и Инъяли-Дебинский прогиб от Армано-Велигинского на юго-востоке.

Адычанское поднятие имеет в плане форму обширной выпукловогнутой линзы длиной 700 км и шириной до 150 км, вытянутой в почти меридиональном направлении к северу от Охотского массива, и, по-видимому, может рассматриваться как его подземное продолжение. От Охотского массива оно отделено Кюбюминской ветвью Лено-Индибирского прогиба. В верхнем палеозое и раннем триасе Адычанское поднятие представляло собой приподнятый выступ фундамента, служивший источником обломочного материала для смеж-

ных прогибов (Гавриков, 1958; Возин, 1962; Тучков, 1962). В среднем же и в верхнем триасе оно испытало погружение (Тучков, 1962), а в юре было вновь приподнято. От смежных геосинклинальных прогибов Адычанское поднятие отличается не только сокращенным разрезом и более песчаным составом осадков, но и пологой брахиформной, реже коробчатой и гребневидной складчатостью и широким развитием продольных и поперечных разломов, с которыми связаны зоны сгущения даек и дискордантные гранитные интрузии. Обтекание Адычанского поднятия линейными складками Инъяли-Дебинского и Сартангского синклиналиев (Ларин, 1955), резко дифференцированное магнитное поле и наличие в Эльгинском районе крупной положительной аномалии силы тяжести (Шапошников и Шапошникова, 1961) подтверждают неглубокое залегание здесь кристаллического основания.

Аян-Юряхское (250×75 км) и Буюндино-Балыгычанское поднятия (300×125 км), протягивающиеся в северо-восточном направлении между Охотским и Омолонским массивами, изучены слабее, чем Адычанское, но значительное сходство в структурных формах и истории развития позволяет предполагать существование и в их пределах неглубоко залегающих блоков архейского цоколя. От Инъяли-Дебинского синклинория оба поднятия отделены зонами глубинных разломов. В осевых частях поднятий и в отдельных горстах, особенно четко выраженных на Буюндино-Балыгычанском поднятии (Таня-Нурский, Оротуканский горсты), обнажены пермские породы, залегающие почти горизонтально или образующие пологие складки с углами падения до 15° (Симаков, 1957). Пологой брахиформной и коробчатой складчатостью характеризуются и триасовые отложения Буюндино-Балыгычанского поднятия. Лишь на участках, пограничных с Армано-Вилигинским прогибом, развиты узкие гребневидные складки. На Аян-Юряхском поднятии выделяются две широкие протяженные антиклинали, разделенные синклинальным прогибом и осложненные продольным разломом.

На северо-востоке Буюндино-Балыгычанское поднятие отделено от относительно более погруженного юго-западного Сугойского склона Омолонского массива Омсукчанским приразломным прогибом, унаследованно развивавшимся вплоть до позднего мела. В его пределах известны крупные массивы позднемеловых гранитов и мощные покровы эффузивов. Омсукчанский разлом на севере соединяется с Ярхондонской зоной разломов.

Верхнетриасовые отложения Сугойского склона Омолонского массива и залегающие в отдельных мульдах и приразломных прогибах отложения юры собраны в широкие склад-

ки, ориентированные в зависимости от направления разломов в северо-западном, субширотном или северо-восточном направлениях.

Момо-Зырянский прогиб является окраинным структурным элементом Яно-Колымского складчатого комплекса, наложенного на смежную часть Колымо-Омолонского массива. Он представляет собой крупный синклинорий (600×150 — 175 км), осложненный в осевой части Право-Момской антиклиналью. Южная часть прогиба располагается на опущенных блоках антиклинория хр. Черского. Вдоль юго-западного борта проходит крупный разлом с амплитудой до 3—5 км, по которому отложения нижнего палеозоя граничат с эффузивно-туфогенной толщей верхней юры (Огай, 1962 а, б). В фундаменте северной части прогиба, вероятно, залегают архейские образования Колымо-Омолонского массива. Северная граница прогиба скрыта под чехлом четвертичных и отчасти меловых угленосных отложений, но и здесь, по геофизическим данным, намечается крупный разлом с амплитудой 4—5 км (Шапошников, 1962). По тем же данным в основании прогиба выделяются два глубоких (до 5—8 км) грабена, соответствующих крупным гравитационным депрессиям.

В основании Момо-Зырянского прогиба залегают вулканогенно-осадочные морские отложения мощностью 1,5—2 км, сменяющиеся вверх морскими, а затем континентальными терригенными и угленосными толщами верхней юры — нижнего мела, суммарной мощностью 5—7 км.

Право-Момская антиклиналь с наклоном крыльев 20—25° осложнена мелкой складчатостью и ограничена разломами. Расположенная к северу и югу впадина имеет асимметричное строение и осложнена вблизи разломов крутыми складками «геосинклинального типа» (Мокшанцев и Черский, 1961), а в центральной части — пологими брахискладками.

Анюйско-Чукотский складчатый комплекс

Анюйско-Чукотский комплекс, занимая значительную площадь (1250×400 км), протягивается в почти широтном направлении от низовьев рек Большой Анюй и Колыма до Чукотского полуострова. На юго-западе его распространение ограничено Колымо-Омолонским массивом, на юго-востоке он погружается под покров эффузивов Восточно-Азиатского вулканического пояса и по Анадырскому структурному шву, по-видимому, сопряжен с Охотско-Анадырским складчатым комплексом. На востоке Анюйско-Чукотский комплекс обтекает Северо- и Южно-Чукотский остаточные массивы, между кото-

рыми располагается Колючинско-Мечимгенский геосинклинальный прогиб. На севере складчатый комплекс скрывается под водами Чукотского и Восточно-Сибирского морей и снова выступает на островах Врангеля, Жаннеты и Генриетты (Ермолаев, 1947; Гусев, 1962).

Отличие Анюйско-Чукотского складчатого комплекса от Яно-Колымского заключается в сокращенном разрезе отдельных структурных ярусов и резче выраженных перерывах и несогласиях внутри комплекса. Нижний структурный ярус достоверно не установлен.

Второй структурный ярус выходит на поверхность в сводах Алярмаутского и Яканского геантиклинальных поднятий, а также на о-ве Врангеля. Он представлен чередованием песчано-сланцевых и карбонатных толщ верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста мощностью до 4 км (Городинский, 1963). В пределах Алярмаутского поднятия породы подверглись интенсивному метаморфизму и превращены в мраморы, слюдястые и амфиболовые сланцы и кварциты (Садовский, 1962).

Третий структурный ярус по сравнению с аналогичными образованиями Яно-Колымского комплекса имеет резко сокращенный разрез. В его составе отсутствуют отложения верхнекаменноугольного и пермского возрастов, за исключением, быть может, самых верхних горизонтов пермской системы (Тильман, 1962). Весьма незначительно распространены отложения нижнеюрского возраста. Они локализируются в остаточных геосинклинальных ваннах и имеют мощность всего около 500—600 м (бассейн р. Кипевеем — Садовский, 1962; бассейн р. Раучуа — Городинский, 1963).

Весьма полно представлены отложения триасовой системы, достигающие 4—5 км мощности (бассейн р. Раучуа — Городинский, 1963).

Наиболее крупными структурными элементами Анюйско-Чукотского складчатого комплекса являются Мало-Анюйский, Чаунский и Колючинско-Мечимгенский геосинклинальные прогибы и Алярмаутское и Яканское геантиклинальные поднятия. Остров Врангеля, по-видимому, относится к окраинному поднятию северной части складчатого комплекса и аналогичен поднятиям хр. Черского и о-ва Котельного.

Мало-Анюйский геосинклинальный прогиб (длиной около 500 км и шириной 100—150 км) на юго-западе по системе разломов сопряжен с погруженным склоном Колымо-Омолонского массива, на северо-востоке ограничен Алярмаутским поднятием, на севере скрывается под водами Восточно-Сибирского моря и на востоке, приобретая субширотное простирание, видимо, сливается с Чаунским прогибом.

Мало-Аньюйский прогиб выполнен триасовыми отложениями, собранными в системы линейных, местами опрокинутых и изоклинальных, но часто брахиформных коробчатых складок, ориентированных в соответствии с общим направлением прогиба. Широко развиты разрывные нарушения, причем интенсивность складчатости вблизи разломов резко возрастает.

Отложения триаса прорваны мелкими гипабиссальными телами и пластовыми интрузиями триасовых диабазов и габбро-диабазов, локализующихся главным образом близ границ прогиба с Алярмаутским поднятием. Иногда эти тела, а также связанные с ними мелкие лавовые покровы в толще нижнего триаса рассматриваются в качестве проявлений «эвгеосинклинального спилитового магматизма» (Тильман, 1962, 1963). Однако этому противоречит толеитовый состав исходной магмы и близость этих образований к трапповой формации Сибирской платформы (Матвеевко, 1960; Гельман, 1963). В Мало-Аньюйском прогибе широко развиты крупные интрузивные тела гранодиоритов верхнеюрского — нижнемелового возраста, аналогичные по составу и возрасту гранитоидам Колымского комплекса.

Чаунский прогиб (длиной более 750 км и шириной до 200 км), занимающий почти всю восточную часть области распространения складчатого комплекса, ограничен на севере Яканским поднятием. Как и приразломный Колючинско-Мечимгенский прогиб (длиной 200 км и шириной 50 км), расположенный между Северо-Чукотским и Южно-Чукотским массивами, он характеризуется тем же составом осадочных и магматических формаций и складчатыми структурами, как и Мало-Аньюйский прогиб.

Алярмаутское (120×75 км) и Яканское (400×50—60 км) геодомы являются геоантиклинальными поднятиями представляли собой геоморфологически выраженные поднятия еще в период накопления осадков в смежных геосинклинальных прогибах и лишь в краевых частях были покрыты толщей триасовых осадков (Садовский, 1962; Городинский, 1963). В ядрах поднятий обнажены палеозойские толщи, образующие простые брахиформные складки с падением крыльев в 18—20° на Алярмаутском поднятии (Садовский, 1962), и симметричные широкие складки с падением крыльев в 20—30° на Яканском поднятии (Городинский, 1963). Триасовые отложения на склонах поднятий и близ ограничивающих их разломов образуют весьма напряженные линейные и опрокинутые складки, часто обтекающие поднятия. По характеру структур и возможной глубине залегания архейского цоколя эти поднятия можно сравнить с зонами пологих дислокаций (Эльгинская, Эге-Хайская и др.) Яно-Колымского эпикратонного комплекса.

Олойский прогиб (длиной более 500 км и шириной до 200 км) наложен на смежную часть Колымо-Омолонского массива. Он ограничен на юге Олойско-Березовской, а на севере Южно-Ануйской системами глубинных разломов, выраженными гравитационными ступенями, цепочками магнитных аномалий и поясами эффузивов мелового возраста. На востоке прогиб скрыт под эффузивными толщами Восточно-Азиатского вулканического пояса и, по-видимому, ограничен Анадырским структурным швом. Его северо-западная граница также не вполне ясна, и можно лишь предполагать, что она совпадает с Ярходонским структурным швом, протягивающимся вдоль рек Колыма и Копьевка. Прогиб выполнен вулканогенно-осадочной толщей верхнеюрского — валанжинского, возраста, представленной чередованием лав и туфов базальта и андезито-базальта с песчано-глинистыми континентальными и прибрежно-морскими, местами угленосными осадками мощностью более 3 км (Тильман, 1962; Шпетный, 1962). В осевой наиболее прогнутой части прогиба и в его южном приразломном крыле развиты линейные складки. Покровные апт-альбские вулканогенные толщи образуют три пояса, вытянутых вдоль прогиба. Их расположение контролируется системами разломов. Эффузивы собраны в пологие складки, приобретающие линейный характер вблизи южной зоны разломов.

Раучуанский наложенный прогиб (длиной более 200 км и шириной до 80 км) целиком расположен в центральной части Ануйско-Чукотского складчатого комплекса. На востоке прогиб ограничен разломом, протягивающимся вдоль побережья Чаунской губы; западная его граница имеет более сложный контур и, по-видимому, также обусловлена системой нарушений, проходящих по северо-восточному крылу Алярмаутского поднятия.

Прогиб выполнен терригенной раучуанской серией верхней юры — валанжина (4 км), содержащей в нижней части (нетпейвеевская свита) туфы, туфо-лавы кислого и среднего состава. Вверх по разрезу возрастает роль грубого обломочного материала. Раучуанская серия несогласно залегает на триасовых отложениях. Основание прогиба выведено на поверхность в Эльвенеиском горст-антиклинории, сложенном норийским ярусом. В расположении складчатых структур устанавливается та же закономерность, как и в Олойском и Момо-Зырянском прогибах. Напряженная складчатость лишейного типа, местами достигающая изоклиальной, тяготеет к окраинным частям прогиба и системам разломов. В остальных частях прогиба образуются брахискладки с падением крыльев до 20—25° (Городинский и Егоров, 1961; Тильман, 1962; Городинский, 1963).

Южно-Таймырский складчатый комплекс

Комплекс протягивается в виде сужающегося пояса на 1000—1100 км при ширине до 200—220 км от побережья моря Лаптевых на северо-востоке до Енисейского залива на западе, представляя в целом крупную эпикратонную геосинклиналь.

На севере он граничит с Таймырским протерозойским комплексом, частично перекрывая его. На юге, судя по убыванию складчатости, он, вероятно, связан постепенным переходом с чехлом Сибирской платформы. Поэтому его южная граница может быть расплывчатой и нечеткой.

Комплекс образован мощными (около 15 км) толщами от верхнего протерозоя до нижнего триаса включительно. Подразделяется он на три подъяруса: верхнепротерозойский, нижне-среднепалеозойский и верхнепалеозойско-нижнемезозойский. Верхнепротерозойский подъярус отделяется от более древних структур угловым несогласием (Погребицкий, Черепанов, Захаров, 1962) и сложен главным образом доломитами, известняками и кварцитовидными песчаниками общей мощностью около 5000 м.

Нижне-среднепалеозойский подъярус представлен в основном карбонатными и в меньшей степени сланцевыми толщами мощностью до 7000—8000 м, отделенными от верхнепротерозойских угловым несогласием (Погребицкий, Захаров, 1961; Погребицкий, Черепанов, Захаров, 1962). Совместно с верхнепротерозойским он слагает северо-западный борт Южно-Таймырского эпикратонного геосинклинального прогиба или выходит в ядрах отдельных антиклинальных складок и поднятий.

Верхнепалеозойско-нижнемезозойский подъярус резко отличается по своей формационной характеристике от нижележащего подъяруса. Он включает пермские песчано-сланцевые и угленосные отложения мощностью до 2500—3000 м и туфолоавовые толщи верхней перми — нижнего триаса мощностью более 1000 м.

Для Южно-Таймырского эпикратонного комплекса характерно постепенное выполаживание складчатых структур с востока на запад, при удалении от Яно-Колымской эпикратонной области, и с севера на юг в сторону Сибирской платформы. Вдоль северного борта геосинклинали верхнепротерозойские и нижнекембрийские толщи обычно смяты в прерывистые асимметричные складки, имеющие иногда вид брахиструктур с довольно пологими наклонами крыльев. В ряде случаев (п-ов Челюскин) эти отложения залегают на протерозойском комплексе несогласно с углами падения до 15°. Наиболее ин-

тенсивная складчатость наблюдается вдоль продольных разломов в области развития допермских толщ.

В пределах распространения пермских песчано-сланцевых и угленосных отложений выделяются Центральная Таймырская и Западно-Таймырская впадины размерами соответственно 500×150 и 350×120 км. В междуречье рек Тарей и Верхняя Таймыра эти впадины разделены Тарейским поперечным поднятием (75×250 км), сложенным ниже-среднепалеозойскими карбонатными толщами.

Складчатые структуры Южно-Таймырского комплекса осложнены многочисленными продольными разрывами, а также широтными сдвигами, амплитуда которых достигает 10—15 км (залив Миддендорфа, р. Коломейцева), и сбросами северо-западного простирания (Погребницкий, Захаров, 1961; Погребницкий, Черепанов, Захаров, 1962). С разломами связана формация палеозойских и мезозойских субвулканических субшелочных гранитов.

Палеозойские интрузии размещены в основном в пределах нижнепротерозойского складчатого комплекса и лишь местами (п-ов Челюскин) прорывают силурийские граптолитовые сланцы. Интрузии представлены штоками и куполами площадью от нескольких десятков до нескольких сотен квадратных километров, обычно с крутыми секущими контактами. Они сложены гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, сиенито-диоритами и сиенитами, содержащими иногда нефелин.

Мезозойские малые интрузии залегают преимущественно среди пермских отложений и сложены граносиенитами, гранодиоритами, монцонитами, сиенитами, нефелиновыми сиенитами, силлами траппов и другими разновидностями. На западе п-ова Таймыр и в бассейне р. Верхняя Таймыра эти интрузии контролируются сбросами северо-западного простирания.

Северо-Земельский складчатый комплекс

Этот комплекс занимает северо-западную часть архипелага Северная Земля и протягивается в меридиональном направлении на 250—270 км при ширине 150 км. Он образован складчатыми верхнепротерозойско-нижнепалеозойскими терригенно-карбонатными толщами мощностью до 8—8,5 км. От Южно-Таймырского Северо-Земельский комплекс отличается меньшей длительностью формирования и наличием угловых несогласий в основании кембрия и ордовика. Девонские красноцветные лагунно-континентальные образования слагают пологие мульды, резко отличные от более древних складчатых

структур и характеризующие платформенный этап развития (Егиазаров, 1957).

В целом верхнепротерозойско-нижнепалеозойский комплекс островов Северной Земли характеризуется затуханием интенсивности складчатости вверх по разрезу и в направлении с востока на запад. На востоке развиты линейные складки, протягивающиеся на десятки километров при ширине до 10—12 км. На западе силурийские отложения образуют валы и складки брахиформного типа.

ГЛАВА II

СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

СТАНОВОЙ ВЕРХНЕАРХЕЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс образует фундамент геосинклинали области, окаймляющей с юга Сибирскую платформу. Верхнеархейские гнейсово-сланцевые толщи выступают на широких площадях в пределах хребтов Станового и Хамар-Дабана, на отдельных участках Буреинско-Ханкайского массива и в восточной части Алтае-Саянской области, а также прослеживаются по отдельным выходам кристаллических сланцев и гнейсов среди сплошных полей нижнепалеозойских гранитоидов в пределах Яблонового хребта.

На территории Станового хребта верхнеархейские образования собраны в систему линейных складок субширотного простирания, окаймляющих с юга Алданский щит. Верхнеархейские складки отделены от Алданского щита сложно построенной системой разломов Алданского краевого шва, вмещающих крупные массивы анортозитов (Олекминский (4000 км²), Джугджурский (9000 км²) и другие массивы). Верхний архей Становика представлен частым переслаиванием биотитовых и биотито-роговообманковых гнейсов с роговообманковыми, гранат-амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми и другими гнейсами и сланцами, включающими линзы амфиболитов и мраморов (Мошкин, 1958). Кристаллические образования вмещают многочисленные гранитоидные интрузии докембрийского возраста («древнестановые» граниты), слагающие крупные (до 3000 км²) согласные массивы расплывчатых очертаний и множество мелких пластовых тел, подчиненных общей структуре. Абсолютный возраст их по свинцу определен в 1800—1940 млн. лет. «Древнестановые» граниты объединяются в формацию гранитоидных конкордантных интрузий и инъекционных гнейсов. В восточной части Станового

хребта располагаются конкордантные интрузии и пластовые тела амфиболитов, габбро-амфиболитов, габбро-диабазов и пироксенитов, объединяемых в группу габброидных эвгеосинклинальных формаций. Размеры массивов не превышают первых десятков квадратных километров, редко достигая 100 км². Эта формация примерно одновозрастна с «древнестановыми» гранитами (Мошкин, 1961).

В пределах Буреинско-Ханкайского массива верхнеархейские образования известны на Малом Хингане (амурский комплекс), где они представлены разнообразными гнейсами, кварцитами и мраморами, петрографически сходными с породами станового комплекса, а также на территории Буреинского района (нижний комплекс докембрия) (Эйриш, 1960; Музылев, 1960; Марков, 1962).

В Приморье к верхнему архею относится уссурийская серия (5—6 км), сложенная гранат-кордиеритовыми, силлиманит-гранатовыми, гиперстен-биотитовыми гнейсами и графитистыми мраморами. Амурский комплекс и уссурийская серия собраны в линейные складки и прорваны гранитными интрузиями, сопоставляемыми с «древнестановыми» гранитами (Громов, 1959а, б; Ходак, 1960, 1961; Путинцев и др., 1961).

В юго-западном Прибайкалье к верхнему архею относится слюдянская серия, представленная переслаиванием разнообразных гнейсов (в том числе и гиперстеновых), мраморов и кальцифиров, в прошлом почти всеми исследователями объединяемая с шарыжалгайской серией нижнего архея (Коржинский, 1945, 1947), а в настоящее время иногда относимая к нижнему протерозою (Смирнов, Булдаков, 1962). К верхнему архею относится также хангарульская серия Хамар-Дабана, сложенная биотитовыми, силлиманито-биотитовыми, амфиболовыми и другими гнейсами и сланцами.

На территории Восточного Саяна верхнеархейские образования представлены преимущественно разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами, слагающими ряд глыб, отделенных на большей площади от протерозойских отложений разломами. В северо-западной части Восточного Саяна располагается Арзыбейская глыба (40×12 км), примыкающая к краевому шву, образованная биотит-амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми сланцами и амфиболитами (в том числе гиперстенсодержащими), переслаивающимися с гранат-биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и сланцами. В юго-восточной части Восточного Саяна к краевому шву примыкает узкая (20—250 км) Бельско-Китойская глыба, с широким распространением в ней высокотемпературных образований амфиболитовой и гранулитовой фаций. К западу от шва верхнеархейские образования слагают Хонголдойскую и Шумацкую

глыбы Тункинских гольцов, образованных биотитовыми и двуслюдяными сланцами и гнейсами с гранатом и ставролитом, заключающими пачки переменной мощности амфиболовых и пироксеновых гнейсов, кальцифиров и мраморов.

В целом Становой верхнеархейский складчатый комплекс характеризуется однородным гнейсово-сланцевым составом на всей площади своего распространения и однородным характером метаморфизма примерно амфиболитовой фации. Гнейсово-сланцевые толщи верхнего архея образовались, по-видимому, в основном в результате метаморфизма терригенных, песчано-глинистых, реже карбонатных осадков. Как можно судить по однородному составу этих толщ, формирование их происходило в широких плоских прогибах, окаймляющих кратон и отделенных от него системами краевых швов. Вопрос о строении и составе субстрата этих прогибов остается полностью открытым. Вместе с тем срезание под разными углами нижнеархейских складок краевыми швами (например, в районе Становика и в юго-восточной части Восточного Саяна), присутствие в приплатформенных частях геосинклинальных систем нижнеархейских глыб (Гарганская и Муйские глыбы, ряд глыб в пределах Становика) свидетельствуют о продолжении нижнеархейских структур, по крайней мере под окраинные части верхнеархейских прогибов. Судя по выдержанному составу нижнепротерозойских отложений восточной части Алтае-Саянской области, спокойный тектонический режим здесь продолжался несколько дольше, чем в других районах, с накоплением в нижнем протерозое монотонных карбонатных толщ (Косыгин и др., 1961).

В протерозое в разное время в различных районах произошло раздробление верхнеархейского гнейсового основания и заложение на нем протерозойских и палеозойских геосинклинальных систем.

ПРОТЕРОЗОЙСКО-НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Алтае-Саянский складчатый комплекс

Складчатый комплекс образован отложениями протерозоя, кембрия, ордовика и силура. Восточной границей распространения складчатого комплекса является Восточно-Саянский краевой шов, отделяющий его от архейских и протерозойских складчатых комплексов кратона. На севере складчатый комплекс скрывается под покровом мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности, а на юге продол-

жается в пределы Монгольской Народной Республики. В центральных частях Алтае-Саянской области складчатый комплекс местами (Минуса, Тува, Горный Алтай) перекрыт средне-верхнепалеозойскими образованиями прогибов орогенного типа; в пределах Рудного Алтая выступает в ядрах геоантиклиналей, а к западу от Иртышской зоны смятия скрывается под геосинклинальными структурами средне-верхнепалеозойского складчатого комплекса. В составе комплекса наряду с эффузивно-сланцевыми и терригенными формациями широко распространены, особенно в восточных и центральных районах Алтае-Саянской области, карбонатные толщи (Pt, Cm₁₋₂) и андизито-дацитовые вулканогенные формации (Cm₁₋₂).

Алтае-Саянский складчатый комплекс в различных своих частях построен неодинаково. Юго-восточная (Сангилен, крайний восток Тувы) и восточная (Восточный Саян), примыкающая к кратону, части сложены преимущественно метаморфизованными толщами протерозоя. Кембрийские отложения и тесно с ними связанные образования самых верхов верхнего протерозоя выполняют здесь несколько небольших прогибов орогенного типа (Манский, Боксон-Сархойский, Чатырхойский), наложенных на складчатое докембрийское основание. Вместе с тем к западу от этих районов на большей площади Алтае-Саянской области, кембрийские и протерозойские отложения связаны постепенными переходами и образуют единые формационные ряды. В Западном Саяне и Горном Алтае кембрийские отложения, кроме того, наращиваются мощными песчано-сланцевыми толщами ордовика и силура. В целом с удалением от края кратона одновременно с увеличением возрастного диапазона в составе складчатого комплекса увеличивается объем эффузивно-сланцевых формаций и уменьшается роль карбонатных формаций.

На востоке Алтае-Саянской области в структуре складчатого комплекса выделяются три крупные окраинные геоантиклинали: Дербинская, Сангиленская и Билинская, сложенные преимущественно карбонатными толщами протерозоя, согласно залегающими на верхнеархейском гнейсово-сланцевом основании, и меньшая по размерам Гаргано-Хараталогейская геоантиклиналь в юго-восточной части Восточного Саяна.

Дербинская геоантиклиналь (500×70 км), вытянутая в северо-западном направлении, примыкает к Восточно-Саянскому краевому шву. На юго-западе она ограничена Кизирским разломом, а на юге — восточным окончанием Кандатского разлома. В составе карбонатных толщ протерозоя (дербинская серия), слагающих геоантиклиналь, местами появляются гнейсово-сланцевые толщи (сигачская и алыгджерская), возможно, фациально земещающие часть непрерывного карбо-

натного разреза. Протерозойские толщи собраны в системы линейных открытых складок общего северо-западного простирания, местами несколько запрокинутых к северо-востоку. На отдельных участках (например, в верховьях рек Агул и Гутара) отмечаются пологие коробчатые складки (Савельев, 1961), структуры испытывают резкие изгибы в плане под углом до 90°.

Протерозойские отложения вмещают многочисленные мелкие неправильной формы согласные тела верхнепротерозойских гранитоидов, сложенных преимущественно мелко- и среднезернистыми биотитовыми гранитами, реже плагиогранитами, биотито-амфиболовыми гранодиоритами и пегматоидными гранитами (Крылов, 1960). В направлении с северо-запада на юго-восток, одновременно с воздыманием структур в этом направлении, количество интрузий резко возрастает. В верховьях рек Бирюса и Уда гранитоиды образуют значительные по размерам зоны магматической инъекции, почти нацело переплавляя вмещающие карбонатные и гнейсово-сланцевые толщи.

Сангиленская геоантиклиналь (200×100 км), расположенная на юго-востоке Тувы, является частью Тувино-Монгольского геоантиклинального массива (Амантов, Матросов, 1961). На севере она четко ограничена Агардаг-Эрзинским глубинным разломом.

В строении геоантиклинали основную роль играют (снизу) гнейсово-сланцевые отложения чинчилигской серии, графитистые мраморы балыктыгхемской и терригенно-карбонатные флишеподобные образования чартысской свит, слагающие непрерывные разрезы мощностью до 11 км. Возраст толщ нижнепротерозойский. Местами они согласно надстраиваются известняками нарынской свиты верхнего протерозоя. Докембрийские образования собраны в единую систему складок северо-восточного, близкого к широтному, направления, образующую коленообразный изгиб в центральной части Сангиленского нагорья. В северной части Сангиленена развиты весьма сжатые линейные складки, ограниченные разломами. В центральной его части преобладают широкие брахиформные складки, ассоциирующиеся с узкими зонами приразломных линейных складок; характерны многочисленные надвиги небольшой амплитуды.

На смежных территориях Монгольской Народной Республики известны батолитообразные массивы гнейсовидных докембрийских гранитов (Амантов, Матросов, 1961), в пределах же Сангиленена в конгломератах верхов протерозоя — низов кембрия только галька гранитоидов (Шенкман, 1962).

Билинская геоантиклиналь (175×100 км) объединяет выходы докембрийских отложений междуречья рек Кызыл-Хем и Бий-Хем и Билинского нагорья (в том числе и Шутхулайскую глыбу), а также разделяющие их пространства, занятые палеозойскими интрузиями. Последовательность, структурные соотношения и мощности докембрийских толщ подобны отмеченным для Сангиленской геоантиклинали. Некоторые изменения наблюдаются здесь в строении верхней части разреза докембрия, где карбонатная верхнепротерозойская айлыгская свита (возрастной и литологический аналог нижнеарынской свиты Сангилены) согласно перекрыта вулканогенно-сланцевой охемской свитой.

Внутренняя структура геоантиклинали, восстанавливаемая в отдельных разобщенных полях гранитоидов блоках, характеризуется сочетанием систем складок северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений. Преобладают коробчатые антиклинали, разделенные узкими зонами плейчатости и динамометаморфизма.

Гарганско-Хараталогойская геоантиклиналь (250×50 км), ориентированная в субширотном направлении, обрамляется Ильчирским и Холбинским глубинными разломами. В ядре геоантиклинали (Гарганская глыба) вскрываются архейские гнейсово-сланцевые толщи, сопоставляемые с нижнеархейской шарыжалгайской серией (Л. П. Никитина). Архейские образования несогласно перекрываются полого залегающими мало-мощными преимущественно карбонатными толщами протерозоя.

Прогибы орогенного типа (Манский, Боксон-Сархойский, Саган-Сарский и Чатырхойский) располагаются на складчатых докембрийских структурах окраинных геоантиклиналей, отчетливо тяготея к зонам крупных глубинных разломов, заложившихся еще в нижнем протерозое. Прогибы выполнены терригенными, часто грубообломочными и пестроцветными толщами, а также слоистыми и массивными, рифогенными, местами битуминозными, известняками и доломитами суммарной мощностью до 5—6 км. В Боксон-Сархойском и Чатырхойском прогибах характерно появление в низах разреза пестроокрашенных средних и основных эффузивов. К средней части разреза Боксон-Сархойского прогиба приурочены залежи бокситов. Складчатость простая брахиформная, обусловленная разломами.

Западнее рассмотренной группы геоантиклинальных структур развиты обширные андезито-карбонатные геосинклинали, разделенные более подвижными зеленокаменными и сланцевыми трогами.

Андезито-карбонатные геосинклинали (Минусинская, Тоджинская и Центрально-Тувинская) представляют собой широкие прогибы изометричных очертаний.

Тоджинская и Центрально-Тувинская геосинклинали (площадью около 25 тыс. км² каждая) характеризуются развитием преимущественно вулканогенных образований. В низах разреза, отвечающих самым верхам докембрия и алданскому ярусу нижнего кембрия, преобладают средние эффузивы (в основном андезитовые порфириты), образующие мощные слабодифференцированные подводные покровы (кадвойская свита Восточного Танну-Ола и нижняя часть хамсаринской серии Тоджи). Верхние горизонты разреза (ленский ярус) сложены фациально изменчивыми толщами пестроокрашенных, средних и кислых эффузивов, перемежающихся с туфами, граувакками, а также телами рифогенных известняков.

Нижняя часть разреза Минусинской геосинклинали (около 60 тыс. км²) характеризуется ассоциацией битуминозных известняков и доломитов с подчиненными прослоями кремнистых пород и фосфатов. Мощные толщи эффузивов андезитоацитового ряда появляются здесь только в ленском ярусе.

Суммарная мощность осадочно-вулканогенных образований андезито-карбонатных геосинклиналей составляет 5—6 км.

Основу складчатой структуры андезито-карбонатных геосинклиналей составляют крупные (20×30 км) коробчатые складки, разделенные системами узких линейных складок, связанных с разломами субширотного и северо-западного простирания.

Все андезито-карбонатные геосинклинали Алтае-Саянского складчатого комплекса обладали весьма высокой магматической активностью. Объем эффузивных излияний здесь, как правило, не меньший, а в ряде случаев (Центрально-Тувинская и Тоджинская геосинклинали) больший, чем в зеленокаменных и сланцевых геосинклиналях.

Интрузии нижнепалеозойского (кембрийского и послеордовикского — до нижнесилурийского) возраста образуют в их пределах дискордантные батолитообразные массивы, сложенные сложнотифференцированными габброидами и гранитоидами. Наиболее крупные интрузивные комплексы (Таннуольский Восточной Тувы, Улень-Туимский Батеней, Мартайгинский Кузнецкого Алатау, Ольховский юго-западного склона Восточного Саяна) в основной своей массе относятся к формациям гранитоидных батолитов «пестрого» состава и габбродиорит-гранодиоритовой по классификации магматических формаций Ю. А. Кузнецова.

Зеленокаменные геосинклинали (Харальская, Сисимо-Казырская и Кузнецко-Алатауская) представляют узкие и вытянутые прогибы шовного типа, выполненные (12—15 км) эффузивно-сланцевыми толщами (спилито-кератофировая формация) верхнего протерозоя, нижнего и среднего кембрия. Складчатость интенсивная линейная. Характерны гипербазитовые интрузии, а также группа габброидных эвгеосинклинальных формаций.

На продолжении Харальской зеленокаменной геосинклинали, разделяющей Тоджинскую и Центрально-Тувинскую андезито-карбонатные геосинклинали, в юго-восточной части Восточного Саяна располагается небольшая (150×50 км) Окинская зеленокаменная геосинклиналь верхнепротерозойского возраста. Окинская геосинклиналь, по-видимому, является восточным окончанием Харальской, отделяясь от нее в современной структуре более поздним поднятием Шутхулайской глыбы.

В центральной и западной частях Алтае-Саянской области располагаются *сланцевые геосинклинали* (Западно-Саянская, Шапшальская, Горно-Алтайская и Салаирская), образующие широкие (до 150 км) геосинклинальные ванны, вытянутой формы, ограниченные глубинными разломами, выполненные эффузивно-сланцевыми формациями верхнего протерозоя, нижнего и среднего кембрия, песчано-сланцевыми флишеидными формациями верхнего кембрия, ордовика и карбонатно-терригенными толщами верхнего ордовика и нижнего силура суммарной мощностью около 20—25 км. Силурийские терригенно-карбонатные отложения в осевых зонах геосинклиналей связаны постепенными переходами с подстилающими отложениями, а в краевых частях отделяются от них резким угловым несогласием и имеют сокращенную мощность.

Характерная напряженная линейная складчатость, но складки часто открытые с ундулирующими шарнирами. Наиболее интенсивная изоклиная складчатость наблюдается лишь в зонах смятия, приуроченных к глубинным разломам. К зонам разломов тяготеют гипербазитовые интрузии и группа габброидных эвгеосинклинальных формаций того же типа и возраста, что в зеленокаменных геосинклиналях. В зонах смятия, метаморфизма и мигматизации среди верхнекембрийско-ордовикских отложений развиты соскладчатые интрузии гнейсо-гранитов ордовикского возраста (шапшальский и кубадринский комплексы). К центральным частям прогибов приурочены послескладчатые батолитоподобные интрузии биотитовых гранитов, плагиогранитов и гранодиоритов ордовикского и силурийского возраста (большепорожский и горноалтайский комплексы).

Горно-Алтайская и Шапшальская сланцевые геосинклинали разделены *Катунской геоантиклиналью* (300×70 км), вытянутой в почти меридиональном направлении. Сложена она карбонатными толщами верхнего протерозоя и терригенно-карбонатными образованиями кембрия, которые на крыльях фациально замещаются вулканогенными образованиями. При этом мощность протерозойских и кембрийских отложений возрастает от 4—6 км в осевой части геоантиклинали до 9—12 км в смежных участках геосинклинальных прогибов.

Краевое положение по отношению к сланцевым геосинклиналям занимают Хемчикско-Систигхемский и Лебедской прогибы орогенного типа. Для этих структур характерна асимметрия их строения. Наиболее погруженные части прогибов, сопряженные со сланцевыми геосинклиналями, выполнены (до 5—10 км) песчано-сланцевой формацией верхнего кембрия, терригенными пестроцветными молассоидами ордовика и карбонатно-сланцевыми толщами силура. Складчатая структура определяется сочетанием линейных открытых складок в отложениях верхнего кембрия и вблизи разломов с брахиформными удлиненными и коробчатыми складками. Внешние зоны этих прогибов, расположенные на складчатых сооружениях андезито-карбонатных геосинклиналей, сложены маломощными (1—2 км) пестроцветными терригенно-карбонатными отложениями силура.

Проявления магматизма не характерны. Лишь местами (в ордовике Тоджи и в силуре юго-западной Тувы) отмечаются покровы кислых и средних эффузивов.

Байкало-Витимский складчатый комплекс

Складчатый комплекс образован отложениями нижнего и верхнего протерозоя и кембрия. В целом он характеризуется преобладанием эффузивно-сланцевых и терригенных формаций, а также гранитными батолитовыми интрузиями, которые, судя по площади их распространения, занимают не менее 70% его объема. На севере и западе складчатый комплекс по системе крупных краевых разломов отделяется от складчатых комплексов Патомского и Прибайкальского перикратонных опусканий. Южным ограничением служит Монголо-Охотский разлом, отделяющий его от складчатых комплексов Монголо-Охотской геосинклинальной системы. На юго-западе складчатый комплекс продолжается в пределы смежной территории Монгольской Народной Республики, а на востоке условная граница его проводится примерно вдоль 120-го меридиана по восточной границе распространения нижнепалеозойских батолитоподобных гранитоидов.

Фундаментом Байкало-Витимского складчатого комплекса, по-видимому, являются ниже- и верхнеархейские кристаллические образования. Переработанное в процессе протерозойского геосинклинального развития нижеархейское основание выступает в виде глыб, ограниченных разломами в современной структуре Байкало-Витимской горной области.

На северо-восточной окраине этой области выделяются Северо-Муйская и Южно-Муйская глыбы, обрамляющиеся складчатыми и метаморфизованными толщами нижнего протерозоя. Эти глыбы как бы образуют продолжение юго-западного угла Алданского щита, что подтверждается петрографическим сходством иличирской толщи Муйских глыб с чарской толщей Алданского щита (Салоп, 1958). Муйские глыбы характеризуются автономной внутренней структурой общего северо-восточного простираения, которая подчеркивается вытянутыми в этом же направлении интрузиями гранито-гнейсов.

По выходам нижнего архея на западном и восточном берегах оз. Байкал и на островах Ольхон и Ушканьи отчетливо оконтуривается крупная (370×80 км) Байкальская глыба, вытянутая в северо-восточном направлении.

В бассейне р. Амалат располагается Амалатская глыба (40×80 км), сложенная гнейсами и кристаллическими сланцами, собранными в складки также северо-восточного простираения.

Верхнеархейское гнейсовое основание на отдельных участках выступает в пределах Яблоновского хребта среди сплошных полей нижнепалеозойских гранитоидов. В целом здесь намечается крупное геоантиклинальное поднятие, лежащее на продолжении Становика (*Яблоново-Становая геоантиклиналь*) и отделяющее протерозойские и нижнепалеозойские геосинклинальные прогибы Байкало-Витимской области от Монголо-Охотской геосинклинальной системы.

Верхнеархейское основание на широких площадях выступает также в пределах *Хамар-Дабанской геоантиклинали*, где оно местами перекрыто карбонатными толщами нижнего протерозоя (зун-муринская свита).

В пределах Байкало-Витимской области складчатый комплекс отчетливо расслаивается на три структурных яруса (ниже- и верхнепротерозойский и кембрийский), разделенные перерывами в осадконакоплении и этапами магматической деятельности.

Нижнепротерозойский структурный ярус в современной структуре этой области выступает по ее периферии, протягиваясь широкой полосой (от 30 до 100 км) от бассейна р. Конда в Южное Прибайкалье на расстоянии около 1000 км.

Нижнепротерозойские отложения (муйская серия) представлены мощными (около 10 км) комплексом зеленокаменно-измененных основных эффузивов и их туфов (спилито-кератофировая формация), а также метаморфизованных сланцев, песчаников и известняков. Складчатость отличается большой напряженностью: складки небольшие, прямые и сильно сжатые. Формирование этих отложений происходило в протяженном прогибе, который, судя по характеру слагающих его формаций, относится к типу зеленокаменных геосинклиналей (Муйская геосинклиналь).

К разломам в пределах Муйской зеленокаменной геосинклинали приурочены согласные тела гипербазитов, сложенных в основном серпентинизированными гарцбургитами и серпентинитами (Килянский, Парамский и другие массивы). Нижнепротерозойские отложения вмещают многочисленные мелкие субвулканические тела габбро и габбро-диабазов, тесно связанные со спилито-кератофировой формацией и, по-видимому, являвшиеся подводными каналами для эффузивов. Кроме того, выделяются крупные (40×70 км) согласные интрузии плагиогранитов.

Внутренняя большая часть Байкало-Витимской области занята крупными массами гранитоидов верхнепротерозойского баргузинского комплекса, представляющими по существу единый громадный батолит площадью около 100 000 км². Верхнепротерозойские отложения в пределах этой обширной области сохранились лишь на отдельных небольших участках, представлены терригенными, карбонатными и эффузивными породами (8—10 км). Останцы верхнепротерозойских отложений в целом имеют синклинальную структуру, часто довольно сложную, образуя глубокие веерообразные синклинии, преимущественно северо-восточного простираения. Роль антиклинорий здесь играют широкие разделяющие синклинии поля гранитоидов (Салоп, 1958₃). В отличие от муйской серии нижнего протерозоя эффузивы в составе верхнего протерозоя имеют подчиненное значение, при этом заметно преобладают кварцевые порфиры, кератофиры, фельзиты и их туфы. Основные эффузивы типа диабазов и диабазовых порфиритов, столь характерные для муйской серии, встречаются редко.

Накопление эффузивно-карбонатно-терригенных толщ верхнего протерозоя происходило, видимо, в пределах единой *Баргузино-Икатской сланцевой геосинклинали*, вытянутой в северо-восточном направлении. Отмечается, что вулканогенные образования тяготеют к ее бортам (Баргузинский хребет и бассейн р. Ципа), в осевой же части преобладают преимущественно карбонатные и терригенные отложения (Павловский, 1960).

Верхнепротерозойские отложения прорваны интрузиями габро и габбро-диабазов (икатский комплекс), образующих небольшие штокообразные массивы, вытягивающиеся в цепочки северо-восточного простирания и, по-видимому, связанные с расколами ложа верхнепротерозойской геосинклинали.

В составе баргузинского комплекса выделяются массивные порфиroidные биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты, гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные граниты, а также аплитовидные и двуслюдяные граниты. В контактовых зонах появляются монцониты, сиениты и диориты. Граниты сопровождаются пегматитами, с которыми связаны непромышленные содержания мусковита. Контакты с вмещающими породами местами резкие, секущие, местами расплывчатые, сопровождающиеся неширокой полосой мигматизации.

Кембрийские отложения, известные в северной части Байкало-Витимской области, слагают ряд небольших прогибов орогенного типа (Янгудский, Баргузинский и др.), приуроченных к протяженным зонам разломов. Прогибы располагаются на складчатом и консолидированном докембрийском фундаменте с горизонтами базальных конгломератов в основании. В разрезах прогибов ниже охарактеризованных археоциатами карбонатных горизонтов выделяются немые терригенные толщи, которые, возможно, относятся к верхам верхнего протерозоя.

Янгудский прогиб (80×50 км) расположен в обрамлении Северо-Муйской глыбы и приурочен к зоне разломов Муйской зеленокаменной геосинклинали, заложившихся еще в нижнем протерозое — верхнем архее. Сложен (Салоп, 1954) преимущественно терригенными, часто грубообломочными и пестроцветными отложениями (до 3—3,5 км), а также массивными слоистыми известняками и доломитами (1000—1200 м) в верхней части разреза. Складчатость простая брахиформная, вблизи разломов появляются линейные, иногда асимметричные и запрокинутые складки. На смежных участках поднятий мощность кембрийских отложений резко сокращается до нескольких десятков метров. К востоку от прогиба в бассейне р. В. Падра располагается узкий грабен (40×7—8 км), ориентированный в северо-северо-западном направлении, выполненный красноцветными кислыми эффузивами, туфами и туфопесчаниками (до 2 км).

Баргузинский прогиб выполнен мощным (до 5 км) комплексом терригенных, вулканогенных и карбонатных отложений, собранными в складки северо-восточного простирания и прорванными интрузиями габро и микроклиновых гранитов (Шобогоров, 1956; Ескин, Беличенко, 1958).

В нижнепалеозойское время произошло внедрение гранитных интрузий (мамаканский, витимканский и тельмамский комплексы), слагающих как крупные массивы, так и отдельные штоки, тяготеющие к зонам разломов Муйской зелено-каменной геосинклинали и к разломам северо-восточного простирания во внутренних частях Баргузино-Икатской геосинклинали. Преобладают субщелочные граниты и граносиениты, нормальные биотитовые граниты, реже кварцевые монцитониты и монцитонит-порфиры. Отличительной особенностью нижнепалеозойских гранитоидов является их субщелочной характер и преобладание в их составе калиевого полевого шпата, присутствие нефелиновых и щелочных сиенитов. Отмечается широкое развитие процессов ассимиляции с образованием гибридных монцитонитов, гранодиоритов, габбро-диоритов и габбро (Хренов, 1961). Местами кембрийские отложения прорваны интрузиями габброидов, образующих штоки и дайки.

В Джидинском районе докембрийские (верхнепротерозойские) отложения тесно связаны с кембрием. К верхнему протерозою здесь относится битуджидинская свита, сложенная различными метаморфическими сланцами и измененными эффузивами (3—4 км). Кембрийские отложения (5—6 км) представлены сходными в формационном отношении толщами метаморфических сланцев и основных эффузивов (хохюртовская свита), а также песчаниками, сланцами и известняками (джидинская свита). Складчатость интенсивная, линейного типа. Формирование этого единого верхнепротерозойско-кембрийского комплекса отложений происходило в пределах крупной *Джидинской сланцевой геосинклинали* субширотного простирания. На севере по сложно построенной системе разломов, вмещающих гипербазитовые интрузии, она отделяется от Хамар-Дабанской геоантиклинали, протягиваясь к западу в пределы смежной территории Монгольской Народной Республики. На восточном продолжении геосинклинали в пределах Боргойского хребта известны выходы вулканогенно-сланцевых образований условно верхнепротерозойско-кембрийского возраста — боргойская толща (Налетов, 1961). Подобного типа отложения установлены также в бассейнах рек Заза, Б. Аялга и Она, где обнаружена фауна нижнего кембрия (Беличенко, Чернов, Журавлева, 1960). Эти данные свидетельствуют о том, что Джидинская сланцевая геосинклиналь протягивалась далеко к северо-востоку и, по-видимому, смыкалась с верхнепротерозойской Баргузино-Икатской геосинклиналью. Значительная часть Джидинской геосинклинали проплавлена батолитовыми гранитами нижнепалеозойского возраста (джидинский интрузивный комплекс), которые в северо-восточной части почти полностью уничтожили выполнявшие ее осадочно-

вулканогенные формации. Джидинские батолитовые граниты распространяются также к северо-востоку от геосинклинали, захватывая Яблоново-Становую геоантиклиналь.

В составе джидинского комплекса преобладают массивные и порфирированные биотитовые и биотито-роговообманковые граниты, сиениты и грано-сиениты. Значительно меньше распространены габбро и габбро-диориты, местами связанные с гранитоидами постепенными периодами. Возрастное положение этих интрузий спорно, некоторые исследователи датируют их верхним палеозоем (Налетов, 1962).

В пределах Яблоново-Становой геоантиклинали среди сплошных полей батолитовых гранитов на отдельных участках сохранились толщи гнейсов, мраморов и амфиболитов, местами переходящие в слабо измененные граувакковые песчаники и сланцы (малханский комплекс условно протерозойско-нижнепалеозойского возраста). Судя по этим отложениям, здесь намечается геоантиклинальный тип разреза.

Монголо-Охотский складчатый комплекс

Складчатый комплекс сложен протерозоем и кембрием и образует геосинклиналичную систему, протягивающуюся на 2500 км от Северо-Восточной Монголии до берегов Охотского моря, «зажатую» между Яблоново-Становой геоантиклиналью и Буреинско-Ханкайским срединным массивом.

Протерозойско-нижнепалеозойский складчатый комплекс служит фундаментом средне-верхнепалеозойского Монголо-Охотского складчатого комплекса. В современной структуре этой области он образует несколько крупных выступов: Агинский (60×200 км), Шилкинский (90×70 км), Аргунский (600×100 км) и Тукурингра-Джагдинский (50×800 км).

Складчатый комплекс в целом характеризуется преобладанием эффузивно-сланцевых формаций; на отдельных участках (Пришилкинский и Аргунский выступы) также широко развиты терригенно-карбонатные толщи.

Протерозойско-нижнепалеозойская геосинклиналичная система разделяется на Приаргунскую и Тукурингра-Джагдинскую сланцевые геосинклинали.

Приаргунская сланцевая геосинклинали в западной части (Агинский выступ) сложена мощными толщами (6—7 км) метаморфизованных песчаников и сланцев с прослоями зеленокаменных основных эффузивов, кремнистых сланцев и яшм нижнепалеозойского, а возможно, частично докембрийского возраста (Князев, 1961). Эти толщи собраны в крутые линейные складки, образующие «колениобразный» изгиб почти под углом в 90°, при этом простирания меняются с северо-восточ-

ного, характерного для всей геосинклинальной системы, на северо-западное. В восточной части геосинклинали современные выходы протерозойских и кембрийских преимущественно терригенно-карбонатных отложений тяготеют к прибортовым ее частям.

В южной Приаргунской зоне ниже фаунистически охарактеризованных отложений кембрия (5—6 км) выделяются мощные толщи гнейсов и сланцев протерозоя (район Нерчинского завода, в низовьях р. Уров, в среднем течении р. Урюмкан и других местах). В кембрийских отложениях здесь наряду с линейными складками отмечаются крупные брахискладки размером 20—50×5—20 км. Протерозойско-нижнепалеозойские образования Приаргунья вмещают крупные батолитоподобные массивы гранитоидов (урулюнгуевский комплекс), сложенные биотитовыми гнейсовидными гранитами и гранодиоритами, местами окаймленные зонами мигматизации и инъекционных гнейсов. Возраст мусковита их пегматитов, связанных с этими гранитами, определен в 440 млн. лет.

В северной Пришилкинской зоне к докембрию относится толща метаморфических сланцев, развитая около г. Сретенска и перекрывающаяся терригенно-карбонатными отложениями нижнего палеозоя, интенсивно смятыми в линейные складки северо-восточного простирания. Здесь известны два батолитоподобных массива гранитоидов, сходных с гранитами Приаргунья.

Тукурингра-Джагдинская сланцевая геосинклиналь в отличие от широкой Приаргунской представляет собой узкий трог, веерообразно раскрывающийся на востоке. Сложена она мощным комплексом (8—11 км) протерозойских нижнекембрийских отложений, связанных постепенными переходами. Они обнажаются в хребтах Тукурингра, Соктахан, Джагды, Эзол, Дуссе-Алинь, в северной части Буреинского хребта, в районе побережья Тугурского залива и Шантарских островов. В нижней части складчатого комплекса преобладают мусковито-кварцевые сланцы, рассланцованные эффузивы (кератофиры, спилиты), кварциты с незначительными линзами карбонатов. Выше в значительном количестве появляются метаморфизованные песчаники, филлиты, магнетитовые породы, а также прослойки средних и кислых эффузивов. По сравнению с Приаргунской геосинклиналью в Тукурингра-Джагдинской геосинклинали менее распространены карбонатные и грубообломочные терригенные породы, отсутствуют гранитные интрузии.

Протерозойские и нижнекембрийские отложения смяты в крутые, узкие, сильно сжатые линейные складки субширотного простирания, запрокинутые к югу (Богданов, 1960), а местами в бассейне рек Уркан и Дугда опрокинуты на север.

В восточной части геосинклинали наблюдается виргация складок. Северная ветвь подчинена очертанию Станового пояса. Она прослеживается до Тугурского залива и далее к Шантарским островам, изменяя первоначальное субширотное направление на северо-восточное. Южная ветвь огибает Буреинский массив и имеет общее субмеридиональное направление.

Протерозойские толщи Тукурингра-Джагдинской геосинклинали южнее хребтов Тукурингра, Соктахан и Джагды прорваны нижнепалеозойскими трещинными интрузиями Зейско-Дептского комплекса (габбро-диорит-гранодиоритовая формация), приуроченного к зоне Южно-Тукурингского глубинного разлома. Интрузивные тела имеют вытянутую форму и образуют в целом полосу длиной 300 км и шириною 2—12 км. Тела в основном сложены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, габбро-диоритами, габбро и в меньшей степени анортозитами, горнблендитами, серпентинитами, пироксенитами.

Малохингано-Ханкайский складчатый комплекс

Складчатый комплекс располагается резко несогласно на верхнеархейском фундаменте Буреинско-Ханкайского массива. Он объединяет разрозненные выходы протерозойских и кембрийских пород в районе Малого Хингана, хребтов Буреинского, Турана и в районе оз. Ханка (Приморье). Протерозойско-нижнепалеозойский складчатый комплекс образован карбонатной и терригенной формациями. В районе оз. Ханка в верхах комплекса (средний кембрий) появляются грубообломочные толщи.

Протерозойские и нижнекембрийские отложения выделяются в Малом Хингане в хинганскую серию (5—7 км), которая сложена графитоносными, глинисто-серицитовыми и кремнистыми сланцами, карбонатными породами (известняки, магнезиты, реже доломиты), яшмами, кварцитами и песчаниками.

Хинганская серия слагает Малохинганский, Чергиленский и Ульминский синклиории. Наиболее крупным является Малохинганский синклиорий (180×60 км) субмеридионального простирания.

В районе оз. Ханка протерозойские отложения (мощностью 5—6 км) состоят из слюдяных, серицито-кварцевых, реже графитистых сланцев, филлитов, кварцитов, песчаников. Нижний кембрий (1—3 км), согласно залегающий на протерозое, в основном представлен карбонатными породами (археоциатовые известняки, реже доломиты), местами среди них появляются железистые кварциты, кремнистые и глинистые сланцы. К среднему кембрию относят конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники и глинистые сланцы (2,0—2,5 км). Эти

толщи образуют Черниговский, Кабаргинский и другие синклинии северо-западного простирания. Они осложнены крупными простыми брахискладками (длина 10—40 км, ширина 5—7 км и наклон крыльев до 50—80°). В грубообломочной толще складки становятся более пологими (Громов, 1959).

В северной части Буреинско-Ханкайского массива распространены батолитоподобные гранитоидные интрузии Биджанского комплекса, которые прорывают и метаморфизуют породы хинганской серии. Возраст гранитоидов 570—355 млн. лет (Ициксон, 1961). Массивы гранитоидов несколько вытянуты в северо-восточном направлении, их площадь от нескольких до 200 км² и более. В составе гранитоидов преобладают биотитовые граниты, реже встречаются плагиограниты, гранодиориты и диориты.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Иртышско-Минусинский складчатый комплекс

Этот комплекс образован отложениями девона, карбона и перми, развитыми в пределах Обь-Зайсанской геосинклинальной системы, с различной стратиграфической полнотой в многочисленных расположенных к западу и востоку от нее прогибах Саяно-Алтайской области и Восточного Казахстана. На востоке область распространения прогибов, принадлежащих к Иртышско-Минусинскому складчатому комплексу, ограничена Восточно-Саянским краевым швом, к востоку от которого (северо-восточная часть Рыбинской предгорной впадины) девонские и каменноугольные отложения, залегающие на кратоне, имеют небольшую мощность и относительно слабо дислоцированы. На юге Иртышско-Минусинский складчатый комплекс продолжается на территорию Монголии и Китая. На севере он скрывается под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской низменности, под которым погребены структурные элементы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и межгорные впадины, составляющие северное продолжение Минусинского и Ануйско-Чуйского прогибов. Определяющими чертами Иртышско-Минусинского складчатого комплекса являются одновременное существование геосинклинальной системы в западных районах и тектоническая активизация складчатых сооружений Алтае-Саянского позднекембрийского-нижнепалеозойского складчатого комплекса почти на всей рассматриваемой территории, что выразилось в формировании ряда прогибов орогенного типа и магматической деятельности.

В западной части области распространения Иртыш-Минусинского складчатого комплекса расположена *Обь-Зайсанская геосинклинальная система*, протягивающаяся от оз. Зайсан до широты Томска более чем на 1000 км. Выдержанная по простиранию в обнаженной части ширина геосинклинальной системы равна примерно 300 км. Мощность отложений в отдельных прогибах превышает 10 тыс. м.

Обь-Зайсанская геосинклинальная система состоит из сланцевого геосинклинального прогиба, (Новосибирский и Калбинский прогибы) (Матвеевская, 1958, 1960), периферических геосинклинальных прогибов (Кокпектинский, Рудно-Алтайский и Горловско-Зарубинский) и разделяющих прогибы геоантиклиналей (Чарско-Манракская, Алейско-Курчумская и Буготакско-Митрофановская).

Крупные прогибы, удаленные от Обь-Зайсанской геосинклинальной системы (Рыбинский, Минусинский, Тувинский, Уймено-Лебедской и другие более мелкие) и несогласно к ней примыкающие (Коргонский, юго-западный Присалаирский, Ануйско-Чуйский, Кузнецкий), относятся к *Ануйско-Тувинской системе* орогенных прогибов. Прогибы разнообразны по размерам и форме. Размеры их по длинной и короткой осям достигают соответственно 300—400 и 100—150 км. Расположение и форма их, как, впрочем, и ориентировка Обь-Зайсанской геосинклинальной системы, контролируются двумя основными направлениями: северо-западным и северо-восточным.

Суммарная мощность средне-верхнепалеозойских отложений наиболее крупных прогибов (Кузбасс, Минусинский) измеряется 14—15 км. Из них от 1—2 м (Минусинский прогиб) до 8—10 км (Кузбасс) составляет верхнепалеозойская угленосная формация.

Калбинский и Новосибирский прогибы, выполненные мощной (до 11 км) существенно сланцевой сероцветной толщей верхнего девона и нижнего карбона, смятой в напряженные линейные складки и прорванной батолитовыми интрузиями гранитоидов, относятся к группе истинных (основных) геосинклинальных прогибов. Фундамент их не вскрыт. Типичными представителями прогибов орогенного типа являются впадины Минусинского межгорного прогиба и западная часть Рыбинской предгорной впадины, расположенные на консолидированном докембрийском и ниже-среднекембрийском фундаменте. Кроме терригенных отложений, характерных для живетского яруса и верхнего девона, в них широко развиты мощные толщи нижнедевонских и эйфельских эффузивов, излившихся преимущественно в континентальной обстановке. Для внутренней структуры впадин характерны коробчатые брахиформ-

ные складки, образующие линейные системы. Сжатые линейные складки наблюдаются в зонах смятия и глубинных разломов.

Остальные прогибы Иртышско-Минусинского комплекса; даже те из них, которые выделяются как дополнительные геосинклинали, по формационной последовательности более близки к впадинам Минусинского прогиба, чем к основному геосинклинальному. Однако они отличаются друг от друга мощностями и деталями строения разрезов, сочетаниями складок различной морфологии. (вплоть до линейных) и проявлениями эффузивного, гранитоидного и базитового магматизма. Мощности, формационный состав отложений и морфология складок зависят как от положения по отношению к истинным геосинклинальным прогибам (Новосибирскому и Калбинскому), так и от возраста в истории формирования фундамента (Красильников и Волонтэй, 1963). Структурно-фациальные зоны орогенных прогибов и элементы их позднедокембрийско-нижнепалеозойского фундамента имеют общие тектонические границы — долгоживущие глубинные разломы. На мобильных участках фундамента (например, на сланцево-эффузивных геосинклиналях) находятся наиболее прогнутые части средне-верхнепалеозойских прогибов. Расположение складчато-блоковых структурных элементов прогибов также зависит от особенностей тектоники фундамента (Красильников и Моссаковский, 1958; Моссаковский, 1961 а, б; Волонтэй, 1963). Указанные черты унаследованного сходства тем отчетливее, чем меньше возрастной интервал между складчатостью фундамента и заложением орогенных прогибов.

Магматизм Иртышско-Минусинского средне-верхнепалеозойского комплекса выразился в мощных подводных и наземных излияниях эффузивов различного состава и интенсивной интрузивной деятельности.

Вулканизм в геосинклинальных и орогенных структурах относится главным образом к нижнему, среднему и отчасти верхнему девону. В карбоне и перми он значительно ослабел и проявлялся почти исключительно в геосинклинальных структурах. В зависимости от тектонических условий, одновременно формировались разные по составу эффузивно-осадочные толщи, относящиеся к различным типам формаций (в соответствии с классификацией Ю. Кузнецова, 1963): девонской кварцево-кератофировой (Алейское и Буготакское поднятия), спилито-кератофировой и андезитовой (Чарско-Манракская геоантиклиналь) геосинклинальным и геоантиклинальным формациям. Наиболее характерными из формаций прогибов орогенного типа являются андезитовая, диабазовая, риолито-дацитовая (Ануйско-Чуйский, Коргонский и Уймено-Лебед-

ской прогибы) и трахиандезитовая (Минусинский прогиб) того же или близкого возраста.

Интрузивная деятельность особенно интенсивно проявлялась в начале и в конце средне-верхнепалеозойского этапа. Девонские гранитоиды и пестрый по составу дайковый комплекс распространены не только в геоантиклиналях Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и прогибах орогенного типа, но и на широких площадях эвгимнических структур того времени. Часть из них знаменует, по-видимому, завершение геосинклинального процесса предыдущего этапа. Другая же часть этих интрузий связана с девонской эффузивной деятельностью и относится к формации субвулканических гранитов.

Второй период активизации интрузивной деятельности, завершающий развитие Обь-Зайсанской геосинклинальной системы, характеризуется развитием гипербазитовой (Чарский пояс), габбро-диорит-гранодиоритовой (саурский и змеиногорский комплексы) формаций и формаций батолитовых, биотитовых гранитов (калбинский комплекс).

Гипербазитовая формация локализуется вдоль глубинных разломов, оконтуривающих Чарское поднятие, и, по геофизическим и отчасти буровым данным, прослеживается под чехлом молодых отложений Западно-Сибирской низменности до оз. Чаны. По возрасту она относится к нижнему карбону — перми и состоит из мелких интрузивных тел перидотитов (предположительно гарцбургитов), серпентинитов и дунитов. С гипербазитами связаны листвениты и бирбериты.

Интрузии сближенных по возрасту гранитоидных формаций располагаются преимущественно в пределах геосинклинальных структур. Несколько реже они встречаются в прилегающих участках более ранней консолидации. Здесь особенно большое количество интрузий калбинского и змеиногорского комплексов известно в Западно-Алтайском блоке Горного Алтая, Ануйско-Чуйском прогибе, Центральном Казахстане и других участках. Интрузии саурского и змеиногорского комплексов тяготеют в основном к геоантиклинальным структурам, в то время как батолиты калбинского комплекса получили наибольшее развитие в прогибах.

Внедрение саурского интрузивного комплекса, развитого в основном в юго-западной и южной частях Обь-Зайсанской геосинклинали, относится к визе-намюру. Массивы этого комплекса сложены гранитами, grano- и габбро-диоритами, габбро и другими основными и ультраосновными породами. Связанные с саурским комплексом, малые интрузии представлены габбро-диабазами, диоритовыми порфиритами, гранит-порфирами.

Интрузии средне-верхнекарбонового змеиногорского комплекса близки по составу к нижнекарбовым. Они представлены биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, диоритами, тоналитами, габбро, гранодиоритами, адалмитами, пироксенитами и серпентинитами. Малые интрузии и дайки имеют также пестрый состав.

Значительно однороднее состав формации биотитовых гранитов калбинского комплекса. Она состоит преимущественно из биотитовых гранитов и небольшого количества кварцевых и бескварцевых диоритов, тоналитов, габбро, грано-сиенитов, сиенитов, монцонитов и других пород. Малые интрузии и дайки калбинского комплекса по составу не отличаются от даек и малых интрузий змеиногорского комплекса.

Выделяемые структуры геосинклинального и орогенного типов могут быть охарактеризованы следующим образом.

Объ-Зайсанская геосинклинальная система имеет симметричное строение. В ее центральной части располагается сланцевая геосинклиналь (Калбинский и Новосибирский прогибы), ограниченная глубинными разломами. К востоку и западу от сланцевой геосинклинали параллельно с ней протягиваются периферические карбонатно-терригенные геосинклинальные прогибы (Кокпектинский, Рудно-Алтайский, Горловско-Зарубинский), распадающиеся на отдельные, сравнительно небольшие, иногда замкнутые «ванны». От сланцевой геосинклинали на всем протяжении они отделены кордильерами (Чарско-Манракской, Алейско-Курчумской и Буготакско-Митрофановской геоантиклиналями), состоящими из цепей узких и сильно вытянутых, кулисообразно расположенных поднятий.

Средняя часть Объ-Зайсанской системы погружена под покров молодых отложений Западно-Сибирской низменности, и, таким образом, геосинклинальная система представлена двумя примерно одинаковыми по протяженности обнаженными участками: Иртышско-Зайсанским, охватывающим геосинклинальные структуры Северо-Восточного Казахстана, и Кольвань-Томским, расположенным в Приобье.

Калбинский и Новосибирский прогибы, составляющие части единой сланцевой геосинклинали, выполнены однообразными сероцветными, внизу аспидными, выше флишoidalными терригенными отложениями калбинской и инской серий верхнего девона и низов нижнего карбона. Осадки турнейского, визейского и намюрского ярусов везде, за исключением западной окраины Калбинского прогиба, почти не отличаются по составу от калбинской и инской серий. Состав более древних образований, залегающих в основании этих прогибов, неизвестен. Мощность отложений, выполняющих сланцевый прогиб, в разных его частях определяется в

5—11 тыс. м. Отложения смяты в сильно сжатые линейные, несколько изгибающиеся в плане, нередко опрокинутые складки, осложненные мелкими продольными взбросами, реже поперечными сдвигами.

Калбинский прогиб на юго-западе ограничивается Чарско-Манракской геоантиклиналью, состоящей из двух (Чарского и Манракского) или может быть трех (Кара-Бирюковского) поднятий. Северо-восточной границей его служит Иртышская зона смятия. К юго-востоку он протягивается на территорию Китайской Народной Республики, погружаясь под молодые осадки Зайсанской впадины. Общая протяженность прогиба в указанных пределах измеряется примерно 450 км при ширине от 5 до 100—120 км. В поперечном разрезе Калбинский прогиб асимметричен. Зона наибольших его прогибаний смещена к юго-западу, к Чарскому поднятию.

Северо-западная граница Новосибирского прогиба не обнажена. На юго-востоке он ограничивается Буготакско-Митрофановской геоантиклиналью, состоящей из Ордынского, Буготакского и Митрофановского поднятий. Протяженность обнаженной части прогиба 400 км при ширине 60—100 км.

Породы сланцевого прогиба вмещают крупные батолиты пермских гранитоидов калбинского комплекса. В Калбинском прогибе интрузивный пояс, локализующийся неподалеку от Иртышской зоны смятия, прослеживается почти на всем его протяжении. В Новосибирском прогибе интрузии известны главным образом в области противоположащего Салаиру поперечного поднятия прогиба. Реже в сланцевой геосинклинали встречаются подчиненные осевым частям антиклиналей небольшие акмолиты пестрого по составу среднекаменноугольного змеиногорского комплекса (Новосибирский массив и др.).

Чарско-Манракская, Алейско-Курчумская и Буготакско-Митрофановская геоантиклинали образованы в основном эффузивно-осадочными отложениями девона и нижнего карбона. Осадочные образования представлены терригенными пестроокрашенными, частично кремнистыми породами и известняками. Эффузивы могут быть отнесены к спилито-кератофировой андезитовой и кварц-кератофировой формациям. В наиболее приподнятых или приразломных участках обычно выступают породы протерозойско-нижнепалеозойского складчатого комплекса. На них резко несогласно залегают отложения нижнего девона, а чаще — эйфельского или живетского яруса. Средне-верхнедевонские отложения наиболее распространены в пределах геоантиклиналей. Разрез характеризуется большим количеством перерывов, уменьшенными мощностями. Суммарная мощность девонских и каменноугольных отложений в геоантиклиналях составляет

2—3, а иногда 5—6 км (Чарская и Алейская геоантиклинали).

Геоантиклинали характеризуются сравнительно пологими брахиформными складками, слабовытянутыми согласно с общим простиранием. Складки осложнены продольными и поперечными нарушениями. Интенсивность дислокаций нарастает с приближением к крупным, чаще — периферическим разломам.

Чарско-Манракская геоантиклиналь включает в себя Манракское и Чарское поднятия. Алейско-Курчумская геоантиклиналь состоит из Алейского, Синюшенского и Курчумского поднятий Рудного и Южного Алтая. В Буготакско-Митрофановскую геоантиклиналь включаются Ордынское, Буготакское и Митрофановское поднятия Колывань-Томской складчатой зоны.

Отдельные поднятия ограничены почти параллельными разломами (Буготакское поднятие), другие имеют форму удлинённых овалов. Размеры поднятий 100—300 × 15—75 км. Местами вдоль ограничивающих поднятия разломов развиты гипербазитовые пояса (Чарское поднятие).

Кислые интрузии широко развиты на поднятиях Рудного Алтая, особенно в пределах Алейского поднятия. Здесь основная масса интрузий представлена породами змеиногорского комплекса, но встречаются и калбинские граниты. В Манракском поднятии почти исключительное развитие получили интрузии Саурского нижнекаменноугольного комплекса.

Кокпектинская, Рудно-Алтайская и Горловско-Зарубинская периферические геосинклинали имеют обычно асимметричное строение и выполнены пестроцветными и красноцветными песчано-глинистыми отложениями и известняками, сменяющимися кверху конгломерато-песчано-алевролито-сланцевыми ритмически построенными, местами угленосными толщами.

В нижней части разреза (верхний девон — нижний карбон) иногда (Горловский, Рудно-Алтайский, Кокпектинский прогибы) принимают участие эффузивы среднего и основного (редко кислого) состава и их туфы. В отдельных прогибах (Марка-Кульский, Ельцовский) появляется значительное количество серых флишеподобных пород, сходных с отложениями сланцевой геосинклинали.

Для верхней части разреза, охватывающей наюр, средний и верхний карбон и пермь, характерна ритмичность конгломерато-песчано-алевролито-сланцевых или аргиллитовых отложений, местами туфогенных и почти везде угленосных. В кокпектинском и Рудно-Алтайском прогибах известны несогласно и почти горизонтально залегающие на средне- и верхнекаменноугольных отложениях покровы основных и кислых лав

верхнекаменноугольного и пермского возраста (даубайская и сержихинская свиты, эффузивы и малые интрузии семейтавского комплекса).

Вся эта верхняя часть разреза представляет собой моласовую формацию (с нею местами спаяны отложения триаса, включая ретлейас), связанную с поднятием и разрушением гор, возникших на месте основной сланцевой геосинклинали.

Для периферических геосинклиналей характерны изометричные, редко линейные складки. Напряженность структур возрастает в бортовых приразломных участках.

Кокпектинская периферическая геосинклиналь (650×20—120 км) расположена между Чарско-Манракской геоантиклиналью на северо-востоке и Чигизско-Тарбагатайским складчатым сооружением более ранней консолидации. Интрузии здесь менее обильны, чем в Калбинском прогибе, и относятся, примерно в равных количествах, к змеиногорскому и калбинскому комплексам.

Рудно-Алтайская периферическая геосинклиналь (400×50 км), располагаясь между додевонским складчатым сооружением Горного Алтая, Алейским, Синюшенским и Курчумским поднятиями и Иртышской зоной смятия, имеющей также геоантиклинальную природу (Муратов и Славин, 1951; Хорева, 1961), обладает весьма неправильной формой. Разные участки прогиба значительно отличаются по составу отложений. На севере преобладают известняки, пестро- и красноцветные терригенные породы и туфы; в центре появляются в значительных количествах различные эффузивные и туфогенные породы. На юго-востоке наряду с известняками и пестроцветными терригенными толщами развиты сероцветные флишвидные отложения. Молассовая угленосная формация в Рудно-Алтайской геосинклинали сохранилась в мелких грабенах. Распространены интрузии змеиногорского и калбинского комплексов.

Горловско-Зарубинская периферическая геосинклиналь (400×10—40 км) расположена между Буготакско-Митрофановской геоантиклиналью, с одной стороны, и Салаиром, Кузнецким прогибом и Кузнецким Алатау — с другой. Интрузии отсутствуют. Геосинклиналь на Зарубинском отрезке сливается с северо-западной окраиной Кузнецкого прогиба. Состав отложений по простиранию прогиба изменяется незначительно.

К *Ануйско-Тувинской системе* принадлежит большое количество разнообразных прогибов орогенного типа.

Коргонский прогиб (120×90 км) контролируется разломами, отделяющими Талицкий блок Горного Алтая от Чарышско-Теректинского. На западе отделен от Рудно-Ал-

тайской периферической геосинклинали Северо-Восточной зоной смятия и является по отношению к ним поперечным. Форма прогиба неправильная. Выполняющие прогиб среднедевонские пестроцветные отложения (3—4 км) состоят преимущественно из эффузивов кислого, реже среднего состава. Эффузивы сопровождаются туфами и яшмами. В верхней части разреза много известняков, известковистых песчаников и сланцев. В прогибе встречаются девонские субвулканические тела гранитоидов и интрузии калбинского комплекса.

Ануйско-Чуйский прогиб наследует остаточный геосинклинальный прогиб предыдущего цикла. Он представляет собой ряд самостоятельных впадин и грабенов, выполненных ниже-, средне- и верхнедевонскими отложениями, значительно отличающимися в разных впадинах составом разреза. В юго-восточной его части — Чуйском прогибе — эффузивно-осадочные отложения нижнего девона вверх по разрезу сменяются морскими и континентальными красноцветными и сероцветными песчано-сланцевыми отложениями с прослоями известняков. К северо-западу в пределах Каракольской синклинали мощность девона достигает 12 км. Основное участие в нем принимают различные по составу эффузивы, их туфы и другие пирокластические породы. Еще севернее, в Багарашском и Соловьином прогибах, мощности уменьшаются до 2—3 км, роль эффузивных образований падает, преобладают морские, существенно известковистые отложения.

Складки в узких грабенах сжатые и линейные, в более крупных впадинах — широкие изометричные. Редкие интрузии, встречающиеся во впадинах, параллелизуются со змеиногорским и калбинским комплексами.

Юго-Западный Присалаирский прогиб прослеживается вдоль западного склона Салаира и погружается под отложения мезозоя и кайнозоя Бийско-Барнаульской впадины.

Юго-Западный Присалаирский прогиб состоит из нескольких впадин различной величины и формы. Разрез начинается с мощных нижнедевонских известняковых толщ или с эйфельских или живетских сланцево-известняковых, в отдельных впадинах пестроцветных (Верхне-Бердская и др.) отложений. К верхнему девону условно отнесена монотонная толща черных глинистых сланцев Маслянинской, Залесовской и Афонинской впадин. Нижний карбон известен лишь в одной (Маслянинской) впадине и представлен черными сланцами. Слои образуют открытые складки, более крутые в бортовых приразломных частях впадин. Встречаются гранитные интрузии.

Тувинский прогиб обрамлен выступами протерозойско-нижнепалеозойского складчатого комплекса: Дербинской, Билинской и Сангиленской геоантиклиналями, кембрийскими геосинклинальными сооружениями Восточно-Тувинского нагорья и Восточного Танну-Ола, геосинклинальными складчатыми системами Западного Саяна и Горного Алтая. Современные размеры прогиба (500—550 км по длинной оси, параллельной Западному Саяну, при ширине 70—150 км) примерно соответствуют его палеоконтурам в эпоху накопления молассовых отложений. Сложная конфигурация прогиба обусловлена сочетанием глубинных разломов северо-западного, широтного и северо-восточного направлений. Фундамент прогиба образован среднекембрийскими складчатыми сооружениями, а в восточной и центральной его частях позднекембрийскими складчатыми сооружениями. Верхнекембрийские, ордовикские и силурийские отложения, вскрытые преимущественно по северной и западной периферии Тувинского прогиба, также подстилают выполняющие его толщи, слагая позднекаледонский промежуточный структурный ярус, весьма изменчивый по мощности и стратиграфическому объему. Комплекс отложений, выполняющих Тувинский прогиб в максимальном возрастном объеме, представлен вулканогенно-красноцветными толщами нижнего девона — эйфельского яруса среднего девона, пестроцветными и красноцветными молассами живетского яруса среднего девона, верхнего девона и низов нижнего карбона, пеплово-терригенными отложениями верхней части нижнего карбона и континентальной угленосной формацией среднего — верхнего карбона. Суммарная мощность этих отложений колеблется от 10—12 км на юго-западе до 5—6 км на северо-востоке прогиба.

В составе Тувинского прогиба выделяются (с юго-запада на северо-восток) Западно-Таннуольская, Центрально-Тувинская, Уюкско-Улугуйская и Тоджинская структурно-фациальные зоны, граничащие по глубинным разломам, заложенным еще при формировании фундамента. Западно-Таннуольская и Уюкско-Улугуйская структурно-фациальные зоны расположены на складчатых сооружениях верхнепротерозойско-кембрийских сланцево-эффузивных геосинклиналей, перекрытых мощными складчатыми толщами ордовик-силурийского промежуточного яруса. Девонские и каменноугольные отложения этих зон слагают весьма мощные (до 10—12 км в Западном Танну-Ола) непрерывные разрезы, смяты в удлиненные брахиформные складки и местами прорваны верхнедевонскими интрузиями габброидов и сиенитов.

Центрально-Тувинская и Тоджинская зоны расположены на складчатых сооружениях одноименных андезитово-карбонат-

ных кембрийских геосинклиналей, перекрытых силурийскими отложениями промежуточного яруса умеренной (до 3 км) или небольшой мощности (около 1 км). Мощность девонских и нижнекаменноугольных отложений этих зон не превышает 5—6 км. Разрезы изобилуют перерывами и угловыми несогласиями. Морфология складчатых структур весьма сложная (трехкрылые угловатые мульды, асимметричные брахиантиклинали со сложно построенным ядром, наклонные флексуры). Относительно небольшие мощности отложений и особая сложность внутренней тектоники раннекаледонского фундамента, позднекаледонского промежуточного яруса и выполняющего комплекса Центрально-Тувинской и Тоджинской структурно-фациальных зон обусловлены, вероятно, их приуроченностью к остаточным массивам позднекембрийских складчатых сооружений (Волонтэй, 1963).

Минусинский прогиб состоит из изометричных Южно-Минусинской, Сыды-Ербинской, Северо-Минусинской (Чебаково-Балахтинской) и Назаровской впадин, разделенных выступами верхнекембрийских складчатых сооружений Батеневского края, хребтов Солгон и Арга, входившими в девоне и карбоне в единую область осадконакопления. Протяженность прогиба в меридиональном направлении от зоны разломов, отделяющей Южно-Минусинскую впадину от складчатых сооружений Западного Саяна, до северного борта Назаровской впадины, где она перекрывается мезозойским чехлом, составляет 360 км, в широтном направлении — от 50 км на севере до 360—400 км в южной части прогиба. В строении впадин участвуют отложения девона, карбона и перми, распадающиеся на два структурных яруса. Нижний ярус представлен вулканогенно-красноцветными отложениями нижнего девона — эйфеля (мощность около 3000 м). Верхний ярус сложен молассовыми и карбонатными (бейская и илеморовская свиты) формациями среднего и верхнего девона, пеплово-терригенными и континентальными угленосными формациями карбона и перми. Суммарная мощность этих толщ в конседиментационных синклиналиных прогибах достигает 8000 м, на антиклинальных поднятиях и в бортах впадин сокращена до 4000 м.

Минусинский прогиб продолжается в Приаргинскую часть Западно-Сибирской низменности под мезозойско-кайнозойским чехлом. По геофизическим и буровым данным здесь выделяются Тегульдетская и Киселевская впадины, разделенные пологими валами (Сурков, 1962; Қац, Красильников, 1962).

Характерны коробчатые угловатые брахискладки, флексуры, связанные с глыбовыми движениями фундамента.

По совокупности формаций, их мощности и морфологии

складок большая часть Минусинского прогиба сопоставима с Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоной Тувинского прогиба. Лишь южная часть Южно-Минусинской впадины (Абаканский прогиб), отличающаяся очень большими мощностями непрерывного разреза девона, очень сходна с Западно-Таннуольской структурно-фациальной зоной Тувинского прогиба и Уймено-Лебедским прогибом. С последним она, по-видимому, имела пространственную связь (Моссаковский, 1962).

Кузнецкий прогиб расположен между выступами протерозойско-нижнепалеозойского складчатого комплекса — разновозрастными геосинклинальными складчатыми массивами Кузнецкого Алатау и Салаира. Гетерогенный фундамент прогиба в восточной прилежащей к Кузнецкому Алатау части образован среднекембрийскими складчатыми сооружениями, возникшими, по-видимому, на месте относительно стабильных андезито-карбонатных геосинклиналей типа Минусинской и Тоджинской. В соответствии с этим девонские отложения восточной части Кузнецкого прогиба по формационной последовательности тождественны одновозрастным отложениям Минусинских впадин, обладают умеренными мощностями (2500—3000 м) и смяты в куполовидные конседиментационные складки.

В западной части Кузнецкого прогиба, примыкающей к относительно мобильным складчатым сооружениям Салаира, развиты карбонатные формации нижнего и среднего девона. Черносланцевые известняковые пестро- и красноцветные толщи верхней половины среднего девона общей мощностью 4000—5000 м и несогласно залегающие на них карбонатные толщи нижнего карбона мощностью до 900 м. Эти отложения собраны в систему коробчатых удлиненных и угловатых складок.

Структура северо-западной части прогиба, по существу составляющая краевой участок Обь-Зайсанской геосинклинальной системы, характеризуется линейными интенсивно сжатыми складками. Видимое основание разреза здесь составляет существенно терригенная толща живетского яруса и верхнего девона (4000—5000 м), литологически сходная с девонскими отложениями периферических геосинклиналей. Напротив, вышележащая карбонатная толща нижнего карбона по мощности и составу близка одновозрастным отложениям восточной и западной окраинам Кузнецкого бассейна. Отличительной особенностью Кузнецкого прогиба, связанной, по-видимому, с его краевым положением по отношению к Обь-Зайсанской геосинклинальной системе, является чрезвычайно большая мощность (до 11000 м) и широкое распространение угленосной толщи верхней части нижнего карбона,

среднего и верхнего карбона и перми, залегающей на подстилающих толщах с резким несогласием. Следует подчеркнуть, что аналогичные ей по возрасту, сходные по составу угленосные толщи периферических прогибов Обь-Зайсанской геосинклинальной системы имеют значительно меньшую мощность.

Уймено-Лебедской прогиб вытянут в меридиональном направлении (200×50—70 км) параллельно-Катунской геоантиклинали. На среднекембрийских отложениях фундамента здесь расположены мощные (до 4000 м) образования ордовикского и силурийского промежуточного яруса. На них с резким угловым несогласием залегают средне-верхнепалеозойский комплекс, представленный мощными (до 12 000 м) молассовыми и вулканогенными толщами девона, смятыми в систему линейных и брахиформных удлиненных складок. Местами они прорваны интрузиями субвулканических гранитов. Формационный тип, мощности отложений и внутренняя тектоника фундамента промежуточного яруса и выполняющего комплекса Уймено-Лебедского прогиба чрезвычайно сходны с таковыми характеристиками Западно-Таннуольской структурно-фациальной зоны Тувинского прогиба.

Амуру-Уссурийский складчатый комплекс

Этот комплекс сложен силурийскими, девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями, вмещающими крупные батолитоподобные тела гранитоидов. Складчатый комплекс состоит из Уссурийской и Монголо-Охотской геосинклинальных систем.

Уссурийская геосинклинальная система протягивается от южного побережья Приморья до верховьев р. Кур и разделяется Ханкайской геоантиклиналью, расположенной в южной части Буреинско-Ханкайского срединного массива, на Лаоелин-Гродековскую, Центральную-Сихотэ-Алиньскую и Кур-Урмийскую сланцевые геосинклинали.

Монголо-Охотская геосинклинальная система на севере ограничена Яблоново-Становым геоантиклинальным поясом, отделяясь от него сложно построенной зоной разломов Монголо-Охотского структурного шва, а на юге приспособляется к контурам северной части Буреинско-Ханкайского срединного массива. В составе Монголо-Охотской системы выделяются Удско-Шантарская, Верхне-Амурская и Восточно-Забайкальская сланцевые геосинклинали, образованные преимущественно сланцево-эффузивными и песчано-сланцевыми толщами среднего палеозоя, а также несколько прогибов орогенного типа. Последние выполнены терригенными тол-

щами, залегающими резко несогласно на подстилающих отложениях. По возрасту выделяются прогибы двух типов: девонские (Дорбинский, Урмийский, Ниманский, Галамский, Норский, Гуранский) и верхнекаменноугольно-пермские (Конинский, Гутайский, Мергенский, Чиронский, Борзинский).

В состав Уссурийской геосинклинальной системы входят отложения от девона до перми, а на крайнем юге нижне- и среднетриасовые.

Лаоелин-Гродековская сланцевая геосинклиналь (450×125 км) протягивается от побережья Японского моря к р. Мулинхэ, располагаясь между южной окраиной Буреинско-Ханкайского, Кэнтэйским и Сино-Корейским массивами (сопредельные территории СССР, Китайской Народной Республики и Корейской Народной Демократической Республики), от которых она отделяется глубинными разломами. Она выполнена мощными (около 11 км) толщами девона (кордонская серия), верхнего карбона и перми, представленными сланцево-эффузивной и флишоидной формациями (Органова, 1961 а, б). В их состав входят диабазы, порфириды и их туфы, конгломераты, полимиктовые и кварцево-полевошпатовые песчаники, глинистые и очень редко кремнистые сланцы, мощные линзы (до 300 м) рифовых известняков и кислые эффузивы (кварцевые порфиры, фельзиты) в верхах разреза. Выполняющие геосинклиналь толщи смяты в складки северо-северо-восточного, реже северо-западного простирания, приспособляющиеся к очертаниям жестких массивов (Органова, 1961б; Криволицкий и др., 1960).

Центрально-Сихотэ-Алиньская сланцевая геосинклиналь намечается по отдельным современным выходам складчатого комплекса в полосе (770×50 км), протягивающейся от района Владивостока до 48° 50' северной широты. На западе от Ханкайской геоантиклинали она отделяется Западным Сихотэ-Алиньским структурным швом. Геосинклиналь выполнена мощной толщей (около 13 км) песчано-сланцевых, а в краевых частях сланцево-эффузивных отложений каменноугольной и пермской систем, к которым на юге присоединяется нижний и средний триас. Здесь развиты песчаники, кремнистые и глинистые сланцы, диабазы, порфириды, массивы рифовых известняков. Кремнистые породы распространены в основном в центральной, наиболее прогнутой части геосинклинали, образуя пачки мощностью в несколько сот метров. Выполняющие геосинклиналь отложения интенсивно дислоцированы и собраны в складки северо-северо-восточного простирания.

Кур-Урмийская сланцевая геосинклиналь на западе ограничена выступами более древних складчатых комплексов

Буреинско-Ханкайского массива и южной ветви Тукуринграджагдинской геосинклинали, а на севере и востоке перекрывается мезозойским складчатым комплексом. Южная часть геосинклинали находится на территории Китайской Народной Республики. Геосинклиналь выполнена каменноугольными и пермскими, иногда, возможно, ниже- и среднетриасовыми толщами (10 км), состоящими из кремнистых пород, глинистых сланцев, песчаников, прослоев известняков, средних эффузивов (Бобылев, 1962).

В пределах Уссурийской геосинклинальной системы развита батолитовая гранитоидная формация, а к зоне разломов тяготеют небольшие тела габбро, диоритов, гранодиоритов. В Лаоелин-Гродековской геосинклинали батолитовая формация гродековских и посьетских гранитоидов представлена крупными массивами неправильной формы, сложенными крупнозернистыми биотитовыми, реже биотитово-роговообманковыми гранитами с абсолютным возрастом 215—247 млн. лет (Руб, 1960).

На юге Центрально-Сихотэ-Алиньской геосинклинали между бухтой Тинкан и заливом Америка известны небольшие синтектонические интрузии анненских габброидов (возраст 315 млн. лет), на п-ове Трудном — диоритов (возраст 245 млн. лет), которые интродуцированы тинканскими натриевыми красными биотитовыми гранитами (возраст 200—244 млн. лет), в свою очередь прорванными белыми гранитами (возраст 200 млн. лет, на п-ове Трудном) (Беляевский, 1955; Органова, 1959).

Тела гранитоидов батолитовой формации, имеющие неправильную вытянутую форму, распространены севернее, по рекам Даубиха, Уссури и др. Примером служит Шмаковский массив (145×20 км), вытянутый в северо-северо-восточном направлении, приуроченный к Западному Сихотэ-Алиньскому шву, сложенный крупнозернистыми биотитовыми гранитами повышенной щелочности, с абсолютным возрастом 180—200 млн. лет (Руб, 1960).

Обширные поля (многие тысячи кв. км) верхнепалеозойских гранитоидов широко распространены в северной части Буреинско-Ханкайского массива, где они известны под названием тырмо-буреинского интрузивного комплекса (257—264 млн. лет) (Ищиксон, 1961).

Монголо-Охотская геосинклинальная система протягивается от побережья Охотского моря, в районе Шантарских островов, до монгольской границы в бассейне р. Чикой. Помимо геосинклинальных прогибов, образованных отложениями от силура до нижнего карбона, она вмещает ряд более молодых прогибов орогенного типа.

Удско-Шантарская сланцевая геосинклиналь протягивается по отдельным выходам от верховьев р. Уда к побережью Удской губы и на Шантарские острова, распространяясь на юге в районе хребтов Тайканского и Бюко. Серией разломов она отделяется на севере от Станового верхнеархейского и на юге от протерозойско-нижнепалеозойского складчатых комплексов.

Удско-Шантарская геосинклиналь выполнена средними верхнедевонскими сланцево-эффузивными отложениями (5—7 км), а на западе, возможно, пермскими (Турбин и др., 1963). В их состав входят кремнистые и глинистые сланцы, полимиктовые и граувакковые песчаники, известняки, основные эффузивы (Красный, 1960). Кремнистые сланцы образуют толщи мощностью до 1 км.

Отложения собраны в линейные складки, имеющие на западе северо-западное, а на востоке восточно-северо-восточное простирание.

Верхне-Амурская сланцевая геосинклиналь протягивается на расстояние 800 км от р. Селемджа на востоке до верховьев р. Амур на западе, ограничивается на севере Южно-Тукурингским разломом, а на юге — склоном Буреинско-Ханкайского срединного массива, в пределы которого она входит своим Мамыно-Амурским ответвлением. Геосинклиналь выполнена толщей (4—6 км) терригенных, вулканогенных и карбонатных пород силура, девона и нижнего карбона. В состав этих отложений входят кварцево-полевошпатовые песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, в средней части разреза ($D_1 - 2$) — мощные пачки известняков, в нижней и средней его частях покровы диабазовых порфиритов, порфиритов и их туфов. В хр. Соктахан эффузивы спилито-диабазовой серии живетского возраста достигают мощности 1 км.

Выполняющие геосинклиналь отложения смяты в складки субширотного простирания с наклонами крыльев около 50—60°. В Мамыно-Амурском ответвлении геосинклинали складки на севере северо-восточного простирания, а на юге — субмеридионального.

Восточно-Забайкальская сланцевая геосинклиналь в пределах СССР протягивается на расстояние 750—800 км от границы Монгольской Народной Республики у верховьев р. Чикой в северо-восточном направлении до бассейна р. Газимур. На северо-западе, вдоль рек Чикой, Ингода и Шилка, геосинклиналь ограничена Монголо-Охотским глубинным разломом. Складчатые толщи в пределах геосинклинали обнажаются в Зачикойском, Даурском, Западно-Агинском, Усть-Борзинском и Газимуровском районах, ограниченных полями палеозойских гранитов, наложенными мезозойскими

впадинами или выступами протерозойско-нижнепалеозойского фундамента. В Зачикойском районе развита мощная (6—7 км) песчано-сланцевая зачикойская серия допермского возраста, в формационном отношении сходная со среднепалеозойскими образованиями Агинского поля и Северо-Восточной Монголии. Зачикойская серия прорывается средне-верхнепалеозойскими гранитами даурского комплекса, но содержит также граниты, абсолютный возраст которых определен в 395—425 млн. лет, что указывает на возможное присутствие в ее составе нижнепалеозойских отложений. В зачикойской серии преобладают полимиктовые песчаники с прослоями кварцитов, аркозовых песчаников и кристаллических известняков (бальджинская свита); выше появляются конгломераты и полосчатые сланцы с прослоями кремнистых сланцев и яшм (чиконокская свита). В других участках развиты существенно флишоидные толщи (верхне-чикокойская свита). Всюду среднепалеозойские отложения смяты в крутые линейные складки субширотного и северо-восточного простирания. Наиболее крупными складчатыми формами в пределах Зачикойской области являются Хилкотойско-Асинский антиклинорий и Чикокойский синклинорий с крыльями, осложненными изоклинальными складками. На Даурском, Западно-Агинском и других участках развиты многокилометровые толщи метаморфизованных песчаников и кварцево-сланцевых (ононская свита) и черных филлитовидных сланцев, алевролитов и граувакковых песчаников (агуцинская и ингодинская свиты). Отложения смяты в складки северо-восточного простирания с углами падения 20—90°.

Прогибы орогенного типа. Урмийский, Ниманский, Дорбинский прогибы расположены в бассейнах рек Урми и Кур, Ниман и Бурся, в районе хр. Дорбинского. Сложены песчано-глинистой толщей (2 км) девонского возраста, залегающей несогласно на Монголо-Охотском складчатом комплексе (P_t—P_{z1}). В плане прогибы имеют изометричную форму, вытянутую в северо-восточном направлении, площадью до нескольких сотен квадратных километров.

Галамский прогиб выполнен песчано-алевритовой толщей (видимая мощность 200 м) среднедевонского возраста, которая начинается конгломератами и образует пологие складки с углами падения на крыльях 20—30° (Сообщение Э. Л. Школьника).

Норский и Гуранский прогибы прослеживаются по отдельным выходам девонских отложений в бассейне р. Нора, по рекам Б. Желтулак, Гари, Инкан и др., в долине р. Зея, по левобережью р. Амура. Прогибы имеют асимметричное строение, часто ограничены разломами, вытянуты в северо-запад-

ном, а в бассейне р. Мамын в северо-восточном направлении. Их площадь от первых десятков до 300 км², выполнены грубозернистыми девонскими терригенными отложениями (1,5—2 км), часто пестроцветными, залегающими с резким несогласием на дислоцированных силурийских, иногда и более древних породах. В долине р. Зeya среди девонских отложений имеются вулканогенные образования. В приразломных частях прогибов углы падения пород крутые, а на крыльях 20—30°, выходящие к центру прогибов.

Конинский прогиб (100×40 км), расположенный вдоль юго-восточного борта Удско-Шантарской геосинклинали в междуречье р. Конин и Муникан, вытянут в северо-восточном направлении. Он выполнен отложениями, относимыми к карбону, кунинской свиты (песчаники с редкими прослоями кремнистых сланцев и туфов порфиристов).

Борзинский прогиб вырисовывается на карте в виде ограниченного разломами тектонического блока (шириной 30—40 км), вытянутого в северо-восточном направлении на расстоянии 100—110 км. В разрезе пермских отложений, включающих оба отдела, наблюдается переслаивание песчано-сланцевых, эффузивно-сланцевых и кремнисто-сланцевых ритмично построенных толщ общей площадью 1—2 км.

Пермские толщи слагают крупную синклиналиную складку, имеющую на юге северо-восточное, а на севере субмеридиональное простирание.

Чиرونский прогиб тяготеет к зоне Монголо-Охотского шва и представляет собой тектонический блок треугольной формы, размерами 40—60 км. Прогиб выполнен пермскими отложениями, представленными песчаниками, глинистыми сланцами и реже конгломератами.

Для прогиба характерно наличие брахиформной складчатости северо-восточного простирания.

В Хапчангском прогибе пермские толщи слагают крупную сложную синклинали.

Интрузивные образования составляют на западе Монголо-Охотского пояса основную часть объема средне-верхнепалеозойского складчатого комплекса. Площади их развития иногда в несколько раз превышают площади, занятые осадочными формациями (например, в Восточном Забайкалье). Средне-верхнепалеозойские интрузии отнесены к типу батолитовой формации в западной и центральной частях Монголо-Охотского пояса. Наиболее крупными плутонами (площадь в десятки тысяч квадратных километров) является Даурский и Аргунско-Шилкинский, разделенные Агинским палеозойским полем, в пределах которого интрузий этого типа не наблюдается. Формирование их связано с завершающим этапом разви-

тия Монголо-Охотской геосинклинальной системы (от среднего — верхнего карбона до нижнего — среднего триаса включительно).

Значения абсолютного возраста, определенные по образцам асинского, даурского, газимурозаводского, верхнеудинского и ныринского комплексов, слагающих эти плутоны, колеблются в пределах 272—182 млн. лет (карбон — триас) (Полевая, Тихомиров, 1962).

В составе интрузивных образований среднепалеозойско-нижнепалеозойского складчатого комплекса наблюдаются основные, средние и кислые разности. Преобладающими являются интрузии гранитоидного состава: диориты, диорито-сиениты, сиениты, гранодиориты, лейкократовые и аляскитовые граниты. Умеренно-кислые разности характерны для ранних фаз формирования сложных гранитоидных плутонов. Они сменяются биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами следующей фазы. В заключительную фазу образуются наиболее кислые лейкократовые и аляскитовые граниты, наблюдаемые в составе большинства массивов средне-верхнепалеозойского возраста.

Жильная серия в гранитоидных интрузиях развита слабо и представлена пегматитами и аплитами.

В пределах Верхне-Амурской геосинклинали, в хребтах Тукурингра и Соктахан имеются небольшие интрузии диоритов, габбро-диоритов, реже габбро-норитов.

В бассейне р. Уркан, по р. Гари, в междуречье рек Нора, Селемджа, Бысса, в среднем течении р. Селемджа распространены верхнепалеозойские гранитоиды (батолитовая гранитоидная формация). Слагаемые ими крупные тела имеют неправильную форму. Среди гранитоидов, наиболее распространены биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, реже встречаются двуслюдяные граниты (в низовьях рек Гербикан и Инкан). С гранитоидами связаны жилы пегматитов и аплитов.

В Удско-Шантарской геосинклинали незначительно распространены интрузии гранодиоритов, диоритов, габбро и др. (габбро-диорит-гранодиоритовая формация).

Мезозойский Забайкальско-Приморский складчатый комплекс

Этот комплекс образован верхнетриасовыми, юрскими и меловыми отложениями и состоит из Сихотэ-Алинской геосинклинальной и Приморско-Селенгино-Удской систем прогибов орогенного типа.

Прогибы обеих систем выполнены мощными (до 9 км) преимущественно песчано-сланцевыми толщами. В отличие от геосинклинальных прогибов, заполненных флишоидными толщами миогеосинклинального типа, для орогенных прогибов характерна резкая фаціальная изменчивость слагающих их отложений, в которых часто появляются грубообломочные породы. В систему прогибов орогенного типа включаются на западе ряд впадин Джидо-Хилокского района (Селенгинский прогиб), выполненных осадочно-вулканогенными образованиями верхнетриасового — юрского возраста.

Для складчатого комплекса в целом характерно широкое распространение интрузий габбро-диорит-гранодиоритовой формации, приуроченных к протяженным разломам Сихотэ-Алиньской геосинклинальной системы, известных также в орогенных прогибах.

С прогибами орогенного типа Восточного Забайкалья генетически связана формация субвулканических субщелочных гранитов, а в Джидо-Хилокском районе формация щелочных гранитов. Этого же типа интрузии распространены за пределами геосинклинальных и орогенных прогибов, в Яблоново-Становой зоне, которая во время формирования прогибов играла по отношению к ним роль геоантиклинального поднятия.

Сихотэ-Алиньская геосинклинальная система, протягивающаяся от мыса Поворотного до Тугурского залива, разделяется Центрально-Сихотэ-Алиньской геоантиклиналью, образованной выступом средне-верхнепалеозойского складчатого комплекса, на Тетюхинскую и Бикино-Амурскую миогеосинклинали. Севернее выделяется широкий Амгуне-Горинский геосинклинальный прогиб, складки которого на северо-востоке и севере уходят под воды Татарского пролива и Охотского моря, а на западе их распространение ограничивается выступами древних складчатых комплексов.

Тетюхинская миогеосинкираль (1000×150 км) на западе от Центрально-Сихотэ-Алиньского геоантиклинального поднятия отделяется Центральным Сихотэ-Алиньским структурным швом. Геосинкираль выполнена флишоидными песчано-сланцевыми толщами (около 7 км) с подчиненными пачками туфогенных и кремнистых пород верхнетриасового, юрского и мелового возраста. Эти толщи смяты в складки северо-восточного простирания, менее напряженные, чем в подстилающем средне-верхнепалеозойском складчатом комплексе (Беляевский и др., 1955).

Бикино-Амурская миогеосинкираль (500×150 км) протягивается от низовьев р. Бикин до р. Амура. На юге она ограничена выступами верхнеархейского основания южной части

Буреинско-Ханкайского массива, а на западе и востоке Кур-Урмийским и Центральнo-Сихотэ-Алинским геoантиклинальнoми поднятиями. Бикино-Амурская мнoгеосинклиналь вы-полнена верхнетриасовыми, юрскими и меловыми отложениями в основном песчано-глинистого состава с подчиненными пачками кремнисто-глинистых сланцев и средних эффузивов. В северо-западной части мнoгеосинклинали появляются гра-велиты и конгломераты. Отложения смяты в крупные складки северо-восточного простираия. На севере Бикино-Амурский прогиб раскрывается в Амгуне-Горинскую мнoгеосинклиналь, сходную с ним в формационном и структурном отношении.

В пределах Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы распространены интрузии габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формации, приуроченные в основном к зонам глубинных разломов.

В южной части Бикино-Амурской геосинклинали известны раннемезозойские (127 млн. лет) небольшие интрузии (2—170 км²) гранодиоритов и биотитовых гранитов.

В районе среднего течения рек Бикина, Кафэ и др. распространены тела гипербазитов верхнемелового возраста, сложенные серпентинитами, перидотитами, пироксенитами, оливинoвыми норитами, габбро-норитами, габбро (Беляевский и др., 1955).

Широко развиты позднемезозойские (75—104 млн. лет) интрузии трещинного типа (штоки) размером 4—20 км², а иногда до 200 км², состоящие из диоритов, кварцевых диоритов, монзонитов, гранодиоритов, гранитов. С ними пегматиты не связаны (Изох и др., 1957).

В восточной части Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы распространены палеоцен-эоценовые интрузии субвулканических гранитоидов (37—55 млн. лет), связанные с Восточно-Тихоокеанским вулканическим поясом.

Прогибы орогенного типа. Даубихинский прогиб протягивается в виде узкой зоны (длина 200 км, ширина 8—20 км) между южной окраиной Буреино-Ханкайского массива и Центральнo-Сихотэ-Алинской геoантиклиналью, имеет северо-восточное простираие. Он сложен в основном верхнетриасовыми прибрежно-морскими и континентальными обломочными угленосными толщами небольшой мощности, смятыми в линейные складки с углами падения 30—60°.

Сучанский прогиб, залoженный на Pz₃—T₂ основании, протягивается от восточного побережья Уссурийского залива в бассейне рек Шитухе и Сучан. Прогиб сложен терригенной толщей (4—5 км) с преобладанием песчаников, в средней части угленосной, а в верхней — туфогенной и редкой вулкано-генной. Максимальное погружение прогиба приходится на ме-

ловой период. Наблюдается перемежаемость морских и континентальных фаций верхнетриасового — мелового возраста, которые выклиниваются в сторону побережья Уссурийского залива. Северная часть прогиба изучена недостаточно. В западной и центральной его частях развиты пологие линейные складки часто субширотного простирания, с углами падения 15—25, реже 40°, а на периферии — крутые складки, осложненные мелкой складчатостью, нарушаемые надвигами. Местами на отдельных участках развиты опрокинутые складки. В прогибе широко развита приразломная тектоника, с которой связаны дайковые тела.

Суйфунский прогиб имеет, видимо, сложное строение и залегает на гетерогенном фундаменте. Прослеживается по отдельным современным выходам мезозойских пород в бассейне нижнего и среднего течения рек Суйфун, Амба и др., сложен в основном глинисто-песчанистой толщей (3,5—4 км) верхнетриасового — мелового возраста, иногда на севере песчано-конгломератового состава. Характерно переслаивание прибрежно-морских и континентальных фаций, среди которых развиты угленосные отложения верхнетриасового и нижнемелового возраста. В западной части прогиба преобладают континентальные фации. На юго-западе прогиба (район с. Занаворовки) в верхней части толщи присутствуют туфогенные образования (сеноман-турон), а на севере прогиба (район с. Липовцы) среди нижнемеловых отложений развиты вулканогенные породы среднего состава (200 м). Мезозойские отложения Суйфунского прогиба образуют брахискладки с углами падения 15—30°, а на участках зон разломов до 70°, в восточной части прогиба они смяты в крутые, местами опрокинутые складки (Берсенеv, 1963).

Селенгино-Удская система орогенных прогибов в виде широкой (600 км) полосы протягивается на расстояние 3000 км от р. Селенга на западе до побережья Охотского моря на востоке. Состоит из Селенгинского, Восточно-Забайкальского, Ольдойского, Соктаханского, Буреинского, Удского и Торомского прогибов.

Селенгинский прогиб выполнен триасовыми и юрскими эффузивными и эффузивно-осадочными образованиями (2—3 км) джида-хилокской серии, распространенной в виде разрозненных полей, вдоль рек Чикой, Хилка, Уда и Ингода. В состав серии входят порфириты и диабазы (петропавловская свита), фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры (тамирская свита), ортофиры, кератофиры, сиенит-порфиры, трахиандезиты (цаган-хунтайская свита). Среди покровов эффузивов встречаются прослои вулканогенно-обломочных пород (туфоконгломератов, туфопесчаников и туфосланцев).

Восточно-Забайкальский, Ольдойский и др. прогибы выполнены мощной (5—8 км) песчано-сланцевой серией верхнетриасового — среднеюрского возраста, характеризующейся пестрым составом пород (от валунных конгломератов до глинистых сланцев) и резкой фациальной изменчивостью. В Восточно-Забайкальском и Ольдойском прогибах наблюдаются постепенные переходы от морских через прибрежно-континентальные к континентальным фациям. По формационной характеристике мезозойские отложения могут быть отнесены к типу морских моласс внутриконтинентальных прогибов (Нагибина, 1962).

Соктаханский прогиб выполнен толщей переслаивающихся алевролитов и песчаников с линзами конгломератов и гравелитов, общей мощностью 0,6—2 км, верхнетриасового и, возможно, среднеюрского возраста (Шиханов, 1962). Этот узкий субширотный прогиб (длина 140 км, ширина 1,5—8 км) протягивается вдоль осевой части и северных склонов хребтов Соктахан и Тукурингра, его северное крыло приурочено к зоне Монголо-Охотского глубинного разлома.

Прогибы Селенгино-Удской системы имеют вытянутые в северо-восточном направлении контуры, подчиненные простирацию палеозойских и докембрийских структурных элементов. Размеры их колеблются от 100×20 до 500×150 км.

Мезозойские отложения залегают на более древних резко несогласно, образуют брахиформные и коробчатые складки, осложненные разломами северо-восточного и реже северо-западного простираения (Нагибина, 1962). Вблизи разломов развиты, как правило, узкие крутые складки почти изоклиальной формы. Интрузивные образования в пределах Селенгино-Удской системы представлены гранитоидами субвулканической формации. Среди них преобладают порфировидные биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты и аляскитовые граниты.

Значительную роль в составе мезозойской субвулканической гранитоидной формации играют щелочные граниты, приуроченные главным образом к Яблоново-Становой зоне (Мало-Куналейский комплекс). Они представлены сиенитами, grano-сиенитами и эгириновыми, эгирин-арфедсонитовыми и эгирин-рибекитовыми гранитами. Особенностью мезозойских гранитов является их тесная пространственная и временная связь с эффузивами. Часто в эндоконтактной зоне наблюдаются переходы гранитов в гранит-порфиры и кварцевые порфиры. С гранитами связаны многочисленные жилы кварцевых порфиров, фельзитов, аплитов и пегматитов.

Гранитные массивы занимают обычно небольшие площади (100—150 км²), приурочиваются к зонам разломов и имеют

вытянутую форму, обусловленную трещинным характером внедрения.

Наиболее крупные (4000—6000 км²) батолитоподобные массивы мезозойских гранитоидов (Удский комплекс) приурочены к Становой зоне, протягивающейся в субширотном направлении в виде полосы шириной 200 км от р. Олекма на западе до побережья Охотского моря на расстояние 800 км. На севере зона ограничена Становым, на юге — Монголо-Охотским глубинным разломом.

Гранитоиды Удского комплекса представлены преимущественно биотитовыми, реже биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами, местами наблюдаются разности, отвечающие по составу грано-сиенитам, кварцевым диоритам и сиенито-диоритам. Крупные массивы мезозойских гранитоидов вытянуты в субширотном и северо-восточном направлении соответственно с основными простирациями. Абсолютный возраст мезозойских гранитов, развитых в междуречье Тунгир и Нюкжа, по данным Ю. К. Дзевановского, определен в 155 млн. лет (Нагибина, 1962).

ГЛАВА III

СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТИХООКЕАНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ

(Южно-Сахалинский, Центрально-Камчатский, Хатырский)

В состав *Южно-Сахалинского складчатого комплекса* включены метаморфические толщи (харуньская, вальзинская, далдаганская и котанская), выступающие в ядрах антиклинорий на восточном побережье Сахалина и на Южном Сахалине в Тонино-Анивском районе.

Комплекс сложен метаморфическими сланцами, кварц-эпидотовыми, хлоритовыми, кремнистыми и глинистыми, а также кварцитами, роговиками, мраморами, известняками, яшмами, песчаниками и туфами. Вверх по разрезу степень метаморфизма ослабевает.

Харуньская толща развита на Южном Сахалине в Тонино-Анивском, Сусунайском районах и представлена кварц-эпидотовыми и хлоритовыми сланцами, кварцитами и роговиками. Вальзинская толща развита на востоке и на юге Сахалина и представлена графитовыми и хлоритовыми сланцами, зеленокаменными породами и мраморами с интрузиями биотитовых гранитов.

Далдаганская толща согласно залегает на вальзинской (с несогласием лишь в Тонино-Анивском районе) и представлена кремнистыми сланцами, песчаниками, туфами, известняками, кварцитами и яшмами. Ее возраст, по мнению С. Н. Алексеича (1959), не древнее девона и не моложе карбона.

Котанская толща несогласно залегает на предыдущих и представлена глинистыми и кремнистыми сланцами и песчаниками.

Центрально-Камчатский складчатый комплекс выходит на дневную поверхность в основном на юге Срединного хребта.

Комплекс характеризуется складчато-глыбовым строением и сложен породами колпаковской, камчатской и малкинской серий.

Колпаковская серия представлена в основном парагнейсами (биотитовыми, амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми), амфиболитами, гранитогнейсами, мигматитами и кристаллическими сланцами. Мощность 4000—5000 м; возраст предположительно архей — протерозой.

Камчатская серия представлена в основном кристаллическими сланцами, среди которых отмечены амфиболовые, кварц-эпидот-роговообманковые, ставролит-гранат-слюдистые и др. Отложения этой свиты залегают на нижележащих породах с угловым несогласием. Суммарная мощность серии достигает 4000—5000 м; наиболее вероятен протерозойский возраст.

Малкинская серия залегают на нижележащих породах с угловым несогласием и сложена в низах и верхах разреза метаморфизованными эффузивами, в средней части — кварцитами, филлитами, аспидными сланцами. Общая мощность пород серии достигает 4000—4500 м; возраст предположительно синийско-кембрийский.

В силу недостаточной изученности метаморфических толщ Сахалина и Камчатки не исключено, что в состав Южно-Сахалинского и Центрально-Камчатского домезозойских складчатых комплексов включены и метаморфизованные породы мезозойского возраста.

В *Хатырский складчатый комплекс* объединены предположительно верхнепротерозойские метаморфические породы янданайской свиты (Русаков и Егиазаров, 1958) и палеозойские отложения (от ордовика до перми включительно). Они обнажаются в тектонических блоках в пределах Таловско-Майнского, Ваежского и Хатырского антиклинальных поднятий и Алганского синклинория на площади до 40 тыс. км². Мощность верхнепротерозойских отложений, образующих нижний структурный ярус, превышает 500 м. Они представлены хлоритосерицит-кварцевыми сланцами, насыщенными будинированными жилами кварца. Метаморфически сланцы образуют асимметричные, лежащие, иногда опрокинутые и изоклинальные складки, ориентированные у восточной части Корякского нагорья в северо-восточном направлении.

Второй структурный ярус отделен от нижележащего резким угловым несогласием. Он охватывает палеозойские толщи суммарной мощности до 10 км и, по данным Б. Х. Егиазарова (1963), формировался в двух различных структурно-фациаль-

ных зонах: западной — Пенжинской, характеризующейся преобладанием терригенно-карбонатных формаций, и восточной — Корякской, в пределах которой развиты преимущественно вулканогенно-кремнистые формации эвгеосинклинального типа, с широким развитием эффузивов. Палеозойские отложения собраны в линейные, часто асимметричные складки северо-восточного простирания с резко ундулирующими шарнирами. Падение крыльев колеблется от 60 до 90°.

С палеозойским структурным ярусом связано образование гипербазитовых поясов Корякского и Таловско-Майнского. К ним в дальнейшем были приурочены интрузии гипербазитов верхнемелового возраста. Обращает внимание незначительное развитие интрузий гранитоидного состава. Они локализуются главным образом в юго-западной части Хатырского антиклинория, в пределах Пикасвьям-Хатырского палеозойского блока и обычно представлены мелкими дайками и штокообразными телами (Егизаров, 1963).

Второй структурный ярус Хатырского комплекса скрывается под спорадически развитыми интенсивно дислоцированными отложениями верхнего триаса — средней юры, которые одними исследователями относятся к завершающей — орогенной — стадии развития палеозойской геосинклинали, другими — к ранней стадии образования корякской мезозойской геосинклинали.

МЕЗОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Охотско-Анадырский складчатый комплекс

Охотско-Анадырский комплекс протягивается в виде узкого пояса длиной около 1800 км и шириной 150—200 км от юго-восточной окраины Охотского массива до северной оконечности хр. Пекульней. Далее на север он погружается под покров верхнемеловых эффузивов Восточно-Азиатского вулканического пояса и, по-видимому, выклинивается между Южно-Чукотским и Колымо-Омолонским массивами. Значительная часть комплекса скрыта под водами залива Шелехова и Охотского моря. На охотском побережье он граничит с Армано-Вилигинским прогибом, а северо-восточнее по Анадырскому структурному шву — с Колымо-Омолонским массивом. Юго-восточная граница на северном своем отрезке проходит по Восточно-Пекульнейской и Майнской системам глубинных разломов.

Охотско-Анадырский комплекс охватывает отложения от верхнего триаса до апт-альба включительно. Его нижняя возрастная граница определяется налеганием верхнего триаса со значительным угловым несогласием на сложно дислоцирован-

ные пермские отложения в окраинной части Тауйско-Ямского антиклинория (Тучков, 1962), на раздробленное архейское основание в северной части п-ова Тайгонос (Якушев, 1947; Смолич, 1951) и на метаморфизованные породы девонского и нижнекаменноугольного возраста в Таловско-Майнском антиклинории (Тучков, 1962; Кайгородцев, 1962).

Залегающие несогласно верхнемеловые отложения, представленные на склонах Мургалевского, Таловско-Майнского и Пекульнейского антиклинориев, обращенных к Пенжинскому прогибу, морскими и континентальными слабоуплотненными, часто рыхлыми осадками (Белый, 1962; Кайгородцев, 1962 а, б), в состав комплекса не включаются.

В составе складчатого комплекса выделяются три структурных яруса. Нижний ярус выходит на поверхность в осевых частях антиклинориев и образован отложениями верхнего триаса и нижней — средней юры, представленными эффузивно-терригенными породами (андезиты, андезито-базальты и их туфы, спилиты, конгломераты, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы) мощностью до 5 км, собранными в линейные и изоклинальные складки.

Второй структурный ярус, располагающийся с перерывом и значительным угловым несогласием на первом, сложен комплексом вулканогенно-терригенных пород верхней юры и валанжина, континентально-лагунных в юго-западной части геосинклинали и морских, с участием спилитов, кремнистых сланцев и яшм в северо-восточной части (Тучков, 1962; Кайгородцев, 1962 а). Мощность отложений достигает 4 км в Тауйско-Ямском антиклинории и превышает 2—2,5 км в Таловско-Майнском и Пекульнейском антиклинориях.

Третий структурный ярус сложен вулканогенными и в меньшей степени терригенными отложениями апт-альба мощностью 1—3 км.

Основными структурными элементами складчатого комплекса являются Тауйско-Ямский, Мургалевский, Таловско-Майнский и Пекульнейский антиклинории и Пенжинский синклинорий. В пределах последнего наследованно развивается глубокий кайнозойский прогиб.

Тауйско-Ямский антиклинорий протягивается на 400—450 км в широтном направлении вдоль побережья Охотского моря от п-ова Лисянского до Ямской губы. Большая часть антиклинория скрыта под толщей эффузивов верхнемелового возраста. На севере по предполагаемой зоне разлома, фиксирующегося линейно-вытянутыми массивами гранитов, он сопряжен с Арmano-Вилигинским прогибом Яно-Колымского эпикратонного складчатого комплекса. Южное крыло антиклинория скрыто под уровнем моря. Северное крыло осложне-

но двумя крупными антиклинальными и сопряженными с ними синклинальными структурами, собранными в более мелкие линейные складки.

В пределах антиклинория обнажены все три структурных яруса суммарной мощностью более 8 км. В его осевой части слои образуют сильно сжатые линейные складки с наклоном крыльев до 75—85°. Ширина складок не превышает нескольких сотен метров. К северу от центральной части антиклинория складки выполаживаются. Значительное усложнение складчатых структур наблюдается вблизи продольных разломов и гранитных массивов, в экзоконтактах которых породы превращены в кристаллические сланцы и гнейсы.

Наряду с крупными гранитными телами мелового возраста в пределах антиклинория устанавливаются интрузии нижнемеловых габброидов.

Мурга л ь с к и й а н т и к л и н о р и й расположен вблизи северо-западной границы распространения складчатого комплекса, имеет удлиненную линзообразную форму. Длина его около 300 км, ширина 25—30 км. На северо-западе он скрыт под покровом меловых эффузивов Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, на юго-востоке сочленяется с Пенжинским прогибом.

В ядре Мурга л ь с к о г о а н т и к л и н о р и я обнажены породы второго структурного яруса, представленные эффузивно-сланцевой толщей валанжина мощностью более 2 км. Крылья сложены серией вулканогенных пород (андезиты, дациты и их туфы) нижнемелового (баррем-альб) возраста, скрывающихся на склоне антиклинория, обращенном к Пенжинскому прогибу под несогласно налегающей толщей грубообломочной молассы сеноман-туронского и сенонского возраста.

Толщи второго структурного яруса собраны в узкие линейные складки северо-восточного простирания. Более спокойные складки устанавливаются в нижнемеловой эффузивной толще. Вышележащие молассовые отложения имеют пологое моноклинальное падение на юго-восток. Во втором и третьем структурных ярусах известны крупные массивы роговообманково-биотитовых гранодиоритов, тяготеющие к зонам разломов.

Т а л о в с к о - М а й н с к и й и кулисообразно расположенный по отношению к нему П е к у л ь н е й с к и й а н т и к л и н о р и й образуют весьма протяженный пояс длиной более 800 км и шириной 20—50 км. На юго-востоке в осевой части антиклинальные структуры срезаны крупным структурным швом, состоящим из кулисообразных систем Восточно-Пекульнейской и Майнской зон глубинных разломов. Таким образом, оба антиклинория представлены лишь своими северо-западными крыльями, обращенными в сторону Пенжинского проги-

ба. В ядре Таловско-Майнского антиклинория в отдельных приподнятых блоках обнажаются сильно перемятые и метаморфизованные отложения девона и нижнего карбона, по-видимому, слагающие основание Охотско-Анадырского складчатого комплекса. Нижний структурный ярус обнажается только в пределах Таловско-Майнского антиклинория. Слагающая его эффузивно-песчано-сланцевая толща имеет видимую мощность около 1,5 км.

Второй структурный ярус, представленный эффузивными и песчано-сланцевыми отложениями с участием спилитов, миндалекаменных базальтов, альбитофиров, кремнистых сланцев и яшм (пекульнейвеевская свита), выходит в осевых частях Пекульнейского и Таловско-Майнского антиклинориев и имеет мощность более 2 км. На склонах, обращенных к Пенжинскому прогибу, обнажены вулканогенные и песчаные молассовые отложения двух верхних структурных ярусов.

Породы первого и второго структурных ярусов образуют узкие складки с падением крыльев до 80°, оборванные системами разломов, кулисообразно смещенных по отношению друг к другу. В осевой части Пекульнейского антиклинория складки опрокинуты на восток.

Породы третьего структурного яруса собраны в более крупные пологие складки с падением крыльев в 30—60°. Верхнемеловые отложения образуют пологие моноклинали, и лишь при приближении к окраинному структурному шву степень складчатости в них резко возрастает.

В пределах Таловско-Майнского и Пекульнейского антиклинориев широко развиты интрузии гипербазитов (дуниты, лерцолиты, верлиты) и габброидов (нориты, габбро, габбро-диабазы). Они протягиваются в виде узкой цепочки вдоль Восточно-Пекульнейского и Майнского глубинных разломов в поле развития осадочных толщ второго структурного яруса. Формирование пояса габброидов и гипербазитов происходило в несколько этапов, начиная от верхней юры — валанжина и вплоть до сенона (Кайгородцев, 1962). Их образование, очевидно, связано с развитием крупного Пекульнейско-Майнского структурного шва и расположенного к западу от него Корякского складчатого комплекса.

С более ранней фазой магматической деятельности связано внедрение в осевую часть Пекульнейского антиклинория гранитоидов Янранайского массива. Их нижнемеловой возраст не вызывает сомнения, так как они присутствуют в гальках апт-альбских конгломератов (Кайгородцев, 1962а, 1962б; Белый, 1962; Богидаева и Матвеевко, 1960).

Пенжинский прогиб (800×60—80 км) расположен между Мургалским антиклинорием на северо-западе и Та-

ловско-Майнским и Пекульнейским антиклинориями на юго-востоке, имеет асимметричное строение. Северо-западное крыло сложено континентальной молассой сеноман-туронского возраста, представленной рыхлыми конгломератами и песчаниками мощностью более 2 км. На северо-востоке сеноман-турон покрывается сенонскими морскими песчано-алевритовыми отложениями мощностью до 1,5 км и вместе с ними образует пологую моноклираль с падением на юго-восток в 5—20°.

Юго-восточное крыло построено сложнее. Вдоль склона Таловско-Майнского антиклинория обнажены туфогенные песчано-алевритовые толщи апт-альба, образующие линейные складки с наклоном слоев до 40—60°. Выше залегают туфогенные и песчано-сланцевые толщи сеноман-турона и сенона мощностью до 3 км, образующие брахиформные и местами линейные складки с наклоном слоев до 20—30°.

Осевая часть прогиба выполнена несогласно залегающими морскими и континентальными толщами весьма слабо уплотненных практически недислоцированных отложений эоцена и олигоцена мощностью около 2 км (Кайгородцев, 1962а; Белый, 1962).

Корякский складчатый комплекс

Корякский комплекс охватывает площадь около 150 тыс. км². На северо-западе он ограничен Восточно-Пекульнейским и Майнским глубинными разломами. На востоке разделяется на две ветви, огибающие Южно-Чукотский (Эскимосский, по Белому, 1962) остаточный массив, южное продолжение которого, по геофизическим данным, предполагается под Анадырским заливом и Усть-Анадырской низменностью. Западная ветвь, представленная Рарыткинским окраинным антиклинорием и сопряженным с ним Алганским синклинорием, по-видимому, затухает в бассейне верхнего течения р. Танюер. Южная ветвь, образуя Хатырский (или собственно Корякский) антиклинорий, обрывается под уровень Берингова моря. На юго-западе Корякский комплекс скрывается под далеко внедряющимися на север кайнозойскими прогибами Камчатской геосинклинали (Парапольским и Олюторовским).

В осевых частях антиклинориев в тектонических блоках обнажены метаморфизованные и интенсивно дислоцированные породы среднего и отчасти верхнего палеозоя (Миклухо-Маклай и Ершов, 1959) и вулканогенно-осадочные толщи верхней юры—валанжина. Предполагалось, что в триасе и первой половине юры большая часть территории, на которой в последующем образовалась Корякская геосинклираль, была

резко приподнята и являлась областью сноса (Тучков, 1962; Резанов и Зарудный, 1962; Верещагин, 1962 и др.). Лишь в последние годы условно выделяются отложения триаса — юры (Русаков и Трухачев, 1962; Егиазаров, 1963).

В составе вулканогенно-осадочных отложений Корякского комплекса выделяются четыре структурных яруса: верхний триас — нижняя юра (?), верхняя юра — валанжин, аптальб — сенон и верхний сенон — датский ярус. Выше залегают слабо дислоцированные молассовые отложения и вулканические покровы палеогена. Степень складчатости их возрастает вблизи зон разломов и вдоль границ с прогибами Камчатского комплекса.

Нижний структурный ярус, представленный песчано-галечными отложениями, по мнению Егиазарова (1963), имеет субгеосинклинальный характер и может быть отнесен как к завершающей стадии развития палеозойской геосинклинали, так и к начальной стадии образования мезозойской геосинклинали. Особенностью отложений, слагающих второй и третий ярусы, является туфогенный состав осадков, слабая сортировка и окатанность обломочного материала, широкое развитие кремнистых сланцев и яшм на различных стратиграфических уровнях и присутствие основных и средних лав спилитового типа. Лишь в пределах антиклинальных структур, прилегающих к окраине Южно-Чукотского массива (Рарыткинский антиклинорий), выделяемых во внешнюю геосинклинальную зону (Белый, 1962), исчезают кремнистые сланцы, и среди пирокластического материала преобладают обломки кислых вулканитов.

В составе Корякского комплекса выделяются следующие основные структурные элементы.

Алганский синклинорий. По Майнскому и Восточно-Пекульнейскому глубинным разломам и сопутствующему им поясу гипербазитов он примыкает к Охотско-Анадырскому комплексу. Синклинорий выполнен мощной серией нерасчлененных сеноман-туронских, сенонских и отчасти, вероятно, аптальбских отложений мощностью от 7 (Белый, 1962) до 12—14 км. В их составе преобладают туффиты, туфогенные песчаники и алевролиты с прослоями конгломератов и горизонтами кремнистых сланцев, радиоляритов, а также лавобрекчий и лав основного состава. Породы собраны в крутые изоклинальные и веерообразные складки. Широко распространены тектонические разлинзования и выдавливание более пластических осадков, разрывные нарушения и мощные зоны дробления.

Магматизм — основной и средний в эффузивных фациях и гипербазитовый по ограничивающим синклинорий глубинным

разломам. На юго-западе Алганский синклинорий скрывается под образования Парапольского прогиба Камчатского складчатого комплекса. На северо-востоке погребен под эффузивами вулканического пояса и четвертичными отложениями Танюерской впадины и, по-видимому, постепенно выклинивается между Пекульнейским и Рарыткинским антиклинориями.

Рарыткинский антиклинорий на северо-западе по глубинному разлому отделен от Алганского синклинория, а на юго-востоке прилегает к окраине Южно-Чукотского массива. Внутренняя структура антиклинория характеризуется сложным складчато-глыбовым строением. В осевой части обнажены апт-альбские отложения мощностью более 1600 м, представленные массивными песчаниками с линзами конгломератов, сменяющимися вверх по разрезу более тонкими песчано-глинистыми осадками сеноман-турона и сенона, мощностью более 3 км. Вдоль восточного крыла антиклинория устанавливаются верхнесенонские-датские отложения верхнего структурного яруса мощностью до 1000 м, представленные угленосной молассой. Породы, залегающие в тектонических блоках, смяты в изоклинальные, опрокинутые к востоку складки. Вдоль сложной системы разломов широко развиты интрузии габбро и гипербазитов. На междуречье Березовой и Великой Рарыткинский антиклинорий приобретает юго-западное простираие и, по-видимому, соединяется с Ваежским антиклинальным поднятием, в осевой части которого обнажены сложно дислоцированные и метаморфизованные породы среднего палеозоя.

Хатырский (Корякский) антиклинорий протягивается в субширотном направлении к югу от Усть-Анадырской изменности. Это сложное, весьма слабо изученное складчато-блоковое поднятие по своему строению близко к Рарыткинскому антиклинорию, но в его центральных частях в приподнятых блоках обнажены породы среднего палеозоя. В строении третьего структурного яруса участвуют кремнисто-вулканогенные отложения, аналогичные сеноман-туронским и сенонским толщам Алганского синклинория. Широко развиты интрузии габбро и гипербазитов. Их линейно-вытянутые тела фиксируют основные направления глубинных разломов.

На юге Хатырский антиклинорий ограничен Олюторовским прогибом, принадлежащим к смежному Камчатскому комплексу. В отличие от Охотско-Анадырского комплекса, образование которого закончилось в конце нижнего мела, складчатые структуры Корякского комплекса сформировались к концу мелового периода (Белый, 1962; Кайгородцев, 1962; Снятков, 1957; Аникеев, Драбкин и др., 1958).

Сахалинский складчатый комплекс

Этот комплекс занимает территорию о-ва Сахалин, являясь продолжением меридиональных складчатых систем Хоккайдо. Предполагается, что на западе, в Татарском проливе, он отделен от мезозойского складчатого комплекса Сихотэ-Алиня глубинным разломом. На востоке складчатый комплекс уходит под воды Охотского моря, в прибрежной полосе которого, по данным глубинного сейсмозондирования (Косминская и др., 1963; Рудич, 1963), сохраняется большая мощность земной коры. Восточнее, где эта мощность уменьшается почти вдвое, можно предположить ограничение складчатого комплекса гипотетической Охотской платформы (Алексейчик, 1954, 1959; Рудич, 1963; Соловьев, 1961). В намеченных таким образом границах Сахалинский складчатый комплекс занимает полосу размерами около 800×250 км.

В составе комплекса выделяются мезозойский и кайнозойский структурные ярусы, разделенные крупным несогласием (Алексейчик, 1959).

В мезозойский структурный ярус входят и отложения предположительно альб-верхнемелового возраста.

Альбская (?) — томинская толща представлена базальными конгломератами, туфами и туфобрекчиями основного и среднего состава, сменяющимися вверх по разрезу кремнистыми глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками, яшмами, с прослоями порфиритов и диабазов. Выше, отделяясь друг от друга несогласиями, залегают: айнусский ярус, представленный аргиллитами, глинистыми сланцами, песчаниками с прослоями туфогенного материала и каменных углей; гиялецкий ярус, сложенный аргиллитами, алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями углей, причем к югу угленосные континентальные фации его замещаются прибрежно-мелководными; ороченский ярус, образованный чередованием алевролитов, глинистых сланцев, песчаников, с прослоями конгломератов, углей, с возрастанием вверх по разрезу роли вулканогенных пород (андезитовые порфириты, кварцевые порфиры и их туфы и туфобрекчии).

Кайнозойский структурный ярус в литологическом отношении более однообразен и представлен в основном песчано-глинистыми отложениями.

В основании палеогена залегают конгломераты с прослоями глинистых и углистых сланцев. Выше располагаются переслаивающиеся пачки пресноводных и морских пород — углистых аргиллитов, конгломератов, песчаников с пластами ка-

менных углей. Их сменяют кремнистые аргиллиты и алевролиты с известковыми конкрециями с пропластками эффузивных пород, глинистые сланцы и песчаники. Нижняя часть неогена характеризуется обилием туфогенного материала, присутствием пластов андезитов и базальтов; туфогенные толщи наиболее широко развиты на Западном Сахалине. Вверх по разрезу они сменяются кремнистыми аргиллитами и глинистыми сланцами, угленосными породами, плохо отсортированными песчано-глинистыми породами. Плиоцен представлен мелководно-морскими и дельтовыми песчаными отложениями большой мощности с подчиненными прослоями глин.

В пределах Сахалинского складчатого комплекса, образующего в целом единую складчатую систему, в качестве основных структурных элементов выделяются Восточно-Сахалинский и Западно-Сахалинский антиклинории и Центрально-Сахалинский синклинорий (Алексейчик, 1954, 1959).

Восточно-Сахалинский антиклинорий, в ядре которого выступают метаморфизованные сильно дислоцированные породы палеозоя, протягивается более чем на 500 км вдоль восточного побережья от залива Терпения на юге до п-ова Шмидта.

В северном направлении от ядра шарнир антиклинория погружается, вновь воздымаясь на п-ове Шмидта. Третичные отложения, развитые на западном крыле и по оси антиклинория на севере, образуют брахиантиклинали и пологие синклинали. Имеются немногочисленные линейные складки.

Западно-Сахалинский антиклинорий вытянут более чем на 750 км вдоль побережий Японского моря и Татарского пролива. В своде его выходят сложно дислоцированные меловые отложения, погружающиеся на юг и перекрытые третичными слоями в районе г. Анива. На погружениях и крыльях антиклинория развиты третичные толщи, собранные в более пологие складки.

Центрально-Сахалинский синклинорий протягивается от залива Байкал на севере до устья р. Поронай, под водами залива Терпения и далее на юг через города Долинск и Южно-Сахалинск, т. е. примерно на 650—700 км. Синклинорий сложен третичными и четвертичными толщами, собранными в пологие брахиформные складки.

Наиболее крупные разломы наблюдаются на п-ове Шмидта и в Западно-Сахалинском антиклинории. Основные разломы тянутся параллельно общему простиранию структурных элементов, однако в Западно-Сахалинском антиклинории, в особенности в районах Александровска и Углегорска, наблюдается большое количество поперечных нарушений.

В Восточно-Сахалинском антиклинории (п-ов Шмидта) отмечено несколько интрузивных тел палеогенового возраста, в том числе серпентинитовые и хромитсодержащие пироксениты. В Анивском районе известны тела верхнемеловых мелкозернистых биотитовых гранитов (батолитовая формация).

Камчатский складчатый комплекс

Занимает территорию п-ова Камчатки со смежными районами Корякского нагорья, а также протягивается в район Курильской островной дуги. Ширина комплекса на Камчатке достигает 300—350 км, его общая длина вместе с Курильской дугой составляет около 3800 км.

На западе распространение комплекса, вероятно, ограничено гипотетической платформой, предполагаемой, по геофизическим данным, под водами Охотского моря. На востоке комплекс скрывается под водами Тихого океана и ограничен (к югу от Алеутской дуги) Курило-Камчатской глубоководной океанической впадиной, фиксирующей границу Тихоокеанского океанического блока земной коры.

На п-ове Камчатка выделяются Западно-Камчатский и Восточно-Камчатский геосинклинальные прогибы и разделяющее их Срединно-Камчатское геоантиклинальное поднятие.

В составе Камчатского складчатого комплекса выделяются три структурных яруса, разделенные крупными несогласиями (Белова, Васильева и др., 1961).

В мезозойском структурном ярусе достоверно установлены только верхнемеловые отложения. Низы его (лесновская и сопоставляемая с ней кихчикская серии) сложены глинистыми сланцами (местами превращенными в филлиты) и полимиктовыми песчаниками с прослоями глинисто-кремнистых пород общей мощностью 3—5 км, верхи структурного яруса (ирунейская серия) — кремнистыми сланцами, туфами и брекчиями сенонского возраста мощностью 2—2,2 км. Мезозойскому структурному ярусу свойственна линейная складчатость.

Палеоген-среднемиоценовый структурный ярус построен различно в Западно- и Восточно-Камчатском прогибах и в Центральном-Камчатском геоантиклинальном поднятии.

В Западно-Камчатском прогибе он сложен главным образом морскими и континентальными толщами, на Центральном-Камчатском поднятии в основном вулканогенными породами и в Восточно-Камчатском прогибе — морскими отложениями. Для прогибов характерны коробчатые складки.

В Западно-Камчатском прогибе палеогеновые отложения мощностью до 6 км сложены конгломератами, песчаниками и

аргиллитами с пластами каменных углей, местами кремнистыми сланцами и туфогенными породами. Неогеновые отложения (воямпольская серия) мощностью 2—3,5 км состоят из глинистых пород, песчаников, туфогенных пород; среди них встречаются также глауконитовые пески, опоки, диатомиты. Местами неогеновые отложения характеризуются флишоидным строением.

На Центрально-Камчатском геоантиклинальном поднятии палеоген-среднемиоценовый структурный ярус представлен анавгайской серией (Белова, Васильев и др., 1961), сложенной туфогенными породами с пластами андезитов и андезито-базальтов, преобладающих в верхней части разреза. Суммарная мощность серии 1—1,5 км.

Восточно-Камчатский прогиб продольным Восточно-Камчатским поднятием делится на Центрально-Камчатскую и Восточно-Камчатскую впадины. В центральной части Центрально-Камчатской впадины палеоген-среднемиоценовый структурный ярус в нижней части сложен «туфогенной толщей» (эоцен — олигоцен) мощностью до 7 км. Состоит он из потоков андезитов и базальтов, переслаивающихся с туфогенными породами. Последние преобладают в верхах разреза. В верхней части структурного яруса залегает еловская толща (олигоцен — нижний миоцен), представленная чередованием туфопесчаников, алевролитов, аргиллитов (4,5 км). В северной части впадины развита туфогенно-флишоидная толща (4,5—5 км) с конгломератами в низах разреза. На юге по бортам впадины наблюдаются вулканогенные и туфогенные породы того же возраста, которые по направлению к ее осевой части замещаются морскими и частично угленосными фациями.

В Центрально-Камчатской впадине снизу вверх выделяются: богачевская серия (6,5—7 км), представленная в основном морскими осадочными и вулканогенными породами с преобладанием аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями туфогенных пород, спилитов, андезитов и порфиритов; ольгинская серия (4 км), сложенная в низах туфопесчаниками, выше — флишоидным чередованием аргиллитов и алевролитов; тюшевская серия (0,8 км), представленная аргиллитами, алевролитами, диатомитами и песчаниками с подчиненными слоями туфогенных пород и конгломератов.

Верхнемиоцен-плиоценовый структурный ярус представлен несогласно залегающей кавранской серией, в которой морские отложения повсеместно вверх по разрезу постепенно сменяются пресноводно-морскими и континентальными отложениями. Лишь в Кроноцком районе кавранская серия не отделена перерывом от тюшевской серии, а незаметно переходит в нее (Белова, Васильев и др., 1961).

Мощность кавранской серии составляет в Западно-Камчатском прогибе около 3,5 км, в Центрально-Камчатской впадине — 0,5—0,55 км и в Восточно-Камчатской впадине — около 2 км.

На Центрально-Камчатском геосинклинальном поднятии возрастным аналогом кавранской серии является алнейская серия (мощностью 1,2 км), представленная вулканогенными породами.

Из интрузивных образований для Камчатского складчатого комплекса наиболее характерны породы габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Верхнемеловой возраст имеют биотитовые граниты и кварцевые диориты, развитые на Центрально-Камчатском геосинклинальном поднятии (Власов, 1958). В верхнемеловых отложениях отмечены небольшие интрузии диабазов. Миоценовые интрузии представлены диоритами, габбро-диоритами, сиенитами, реже гранитами. Обычно они имеют форму штоков и приурочены к разломам. Гипербазитовая формация развита в виде нескольких интрузивных тел на п-ове Камчатский мыс.

Курильская островная дуга при ширине не более 200 км протягивается более чем на 2000 км от мыса Лопатка на южной оконечности Камчатки до о-ва Хоккайдо, представляя собой в тектоническом отношении две горстобразные зоны (Большая Курильская и Малая Курильская дуги), разделенные продольным Курильским грабеном (Горячев, 1960). Обе горстовидные зоны ограничены глубинными разломами (Горячев, 1960).

Курильская зона отличается от смежных районов Камчатки, Хоккайдо и Сахалина сокращенным почти в четыре раза разрезом мезокайнозойских отложений и отсутствием характерной для геосинклинальной области складчатости. В основном здесь развиты простые антиклинальные и синклинальные складки с углами наклона, не превышающими 30°. На Малой Курильской дуге меловые и палеогеновые породы образуют моноклиналь с углами падения 20—30° на восток.

Острова Курильской дуги сложены однообразной толщей эффузивно-осадочных пород. Наиболее древние породы мезозойского структурного яруса распространены на островах Шикотан и Зеленый, Малой Курильской гряды. В нижней части разреза залегают породы матакотанской серии, представленные андезитами, андезитобазальтами, туфоконгломератами и туфопесчаниками. Возраст предположительно нижнемеловой. Мощность 0,4 км.

На породах этой серии несогласно залегают морские отложения малокурильской серии (о-в Шикотан), представленные ритмично чередующимися туфопесчаниками (в нижней части

серии), песчаниками, сланцами с прослоями известняков и фауной иноцерам и аммонитов сенона. Мощность серии 0,2—0,3 км.

Выше несогласно залегают сильно дислоцированные породы низов кайнозойского структурного яруса: андезиты, андезито-базальты, туфобрекчии и туфопесчаники.

На о-ве Кунашир аналогичные породы содержат фауну олигоцена (?). На севере Курильской дуги на о-ве Парамушир выше этой эффузивно-осадочной толщи, имеющей здесь мощность 0,2 км, залегают туфы, туффиты и алевролиты с андезитами и базальтами, предположительно миоценового возраста. Эти породы мощностью до 2 км слабо дислоцированы. На юге дуги на островах Кунашир и Итуруп мощность этой толщи резко уменьшается до 0,8—1 км.

Плиоценовые отложения, отделенные крупным региональным несогласием, соответствующим алеутской фазе складчатости, залегают почти горизонтально. На о-ве Кунашир они представлены галечниками, конгломератами и грубозернистыми песчаниками мощностью 0,1—0,2 км. На севере, на о-ве Парамушир, это туфогенные породы с прослоями радиоляриевых илов мощностью 0,5 км.

Четвертичные отложения представлены андезитами, базальтами, дацитами и их туфами мощностью до 1 км, а также морскими, лагунно-морскими и континентальными осадками малой мощности.

Интрузивные образования в пределах Курильской дуги имеют ограниченное распространение и представлены верхнемеловыми габброидами и миоценовыми гранитоидами.

ГЛАВА IV

ПОКРОВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ПОКРОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ, РАСПОЛАГАЮЩИЕСЯ НА КРАТОНЕ

Центрально-Сибирский покровный комплекс

Покровный комплекс представляет собой изометричное в плане (2000×2000 км) плоское линзовидное тело, не сплошное, т. е. имеющее «окна» в районах Анабарского и Оленекского поднятий и «полуокна», например, в районах Алданского щита и Енисейского кряжа. Мощность комплекса (по геофизическим данным Э. Э. Фотиади, 1961) достигает 6—8 км (в районе Тунгусской синеклизы), объем его приблизительно составляет 7—8 млн. км³. В составе комплекса выделяется несколько структурных ярусов, ограниченных на значительных площадях региональными несогласиями и стратиграфическими перерывами, но местами образующих «спайки». Протерозойский структурный ярус сложен карбонатными и песчано-мергелисто-глинистыми монотонными толщами мощностью от немногих сотен до 2—3 км; на юго-восточной окраине комплекса (на восточном склоне Алданского щита) в нем заключены небольшие округлые концентрического строения штоки ($30—35$ км²) щелочных и ультраосновных пород; местами на окраинах и в некоторых авлакогенах в нем появляются прослой кислых эффузивов (Иркутский амфитеатр, восточный склон Алданского щита).

Нижне-среднекембрийский структурный ярус сложен фациально-дифференцированными толщами, содержащими карбонатные, глинисто-карбонатные, битуминозные, красноцветные и соленосные отложения, мощностью, достигающей 3—3,5 км.

Первые два структурных яруса имеют сплошное (если не считать «оконов» и «полуоконов») распространение и составляют как бы основу Центрально-Сибирского покровного комплекса.

Несколько более ограниченно распространен третий структурный ярус, охватывающий слои от верхнего кембрия до нижнего карбона, представлен карбонатными, «цехштейновыми», красноцветными, а также морскими песчано-глинисто-алевролитовыми формациями. Мощность структурного яруса измеряется сотнями метров, но в ряде районов (северо-западной окраины Сибирской платформы) достигает 2500 м.

Четвертый структурный ярус (тунгусская серия) охватывает отложения от среднего карбона до нижнего триаса. Этот структурный ярус в западной части Центрально-Сибирского комплекса слагает огромную линзу площадью 700×1200 км и мощностью до 3—3,5 км (Тунгусская синеклиза), которая сложена песчано-глинистыми, угленосными и вулканогенными толщами континентального происхождения. К четвертому структурному ярусу принадлежит мощная трапповая формация, формировавшаяся от конца карбона до нижнего триаса включительно. На северо-востоке платформы на склонах Анабарского и Оленекского поднятий и в Вилюйской синеклизе аналоги тунгусской серии развиты отрывочно и менее мощны. В этих же районах распространены кимберлитовые алмазоносные трубки.

Центрально-Сибирский покровный комплекс располагается на складчатых комплексах кратона с резким угловым несогласием и региональным стратиграфическим перерывом. Мощность комплекса на его окраинах резко возрастает (до 10—15 км), и он переходит в смежные складчатые комплексы. Так, на западе протерозойский структурный ярус покровного комплекса сменяется протерозойским складчатым комплексом Енисейского перикратонного опускания; на юго-западе структурные ярусы покровного комплекса сменяются отделенными от него краевым швом протерозойско-нижнепалеозойским Алтае-Саянским и средне-верхнепалеозойским Иртышско-Минусинским складчатыми комплексами. На юге в районе Патомской дуги нижние структурные ярусы покровного комплекса переходят в складчатый комплекс перикратонного опускания и далее в Байкало-Витимский протерозойско-нижнепалеозойский складчатый комплекс. На северо-востоке и севере покровный комплекс сменяется одновременно с ним формировавшими Верхояно-Колымским и Южно-Таймырским эпикратонными складчатыми комплексами.

Колымо-Омолонский покровный комплекс

Покровный комплекс охватывает почти всю территорию Колымо-Омолонского массива площадью около 350 тыс. км², за исключением небольших участков (Тайгонос, центральные

части Омолонского поднятия), на которых благодаря глубокому эрозионному срезу обнажены складчатые структуры архейского — раннепротерозойского возраста! Общий объем покровного комплекса может быть ориентировочно оценен в 700 тыс. км³. Мощность колеблется в широких пределах и достигает 2 км на Алазейском поднятии и 5—6 км в наиболее погруженных частях Омолонской глыбы.

Особенности морфологии, структуры и формационного состава покровного комплекса определяются положением массива между длительно развивавшимися геосинклинальными системами, его небольшими размерами и связанной с этим подвижностью и интенсивной раздробленностью его архейско-протерозойского цоколя. Характерными чертами покровного комплекса являются:

1. Широкое развитие в его составе вулканогенных формаций, преимущественно липарит-дацитового и андезитового состава, которые в отдельных частях массива слагают почти всю толщу покровных образований.

2. Сложность строения, выражающаяся не только в большом числе структурных ярусов, разделенных длительными перерывами и угловыми несогласиями, в их фрагментарном распространении и изменчивой мощности, но и в значительной дислоцированности, обусловленной дифференциальными блоковыми движениями фундамента, проявившимися в течение всего формирования покровного комплекса.

3. Непосредственная пространственная связь покровного комплекса с эпикратонными и ортогеосинклинальными складчатыми комплексами, в которые он переходит в латеральном направлении, резко увеличиваясь в мощности.

Покровный комплекс Колымо-Омолонского массива, как и Центрально-Сибирский, имеет форму, подобную плоско-вогнутой линзе.

В составе комплекса выделяются семь структурных ярусов.

Нижний ярус, представленный глубоко размытыми отложениями верхнепротерозойского возраста, обнажается в Алы-Юряхском, Коркодонском, Моланджинском и других поднятиях. Он сложен толщами кварцитов, сланцев и метаморфизованных, иногда битуминозных (Алазейское поднятие) известняков. Мощность его резко увеличивается в зонах перехода к разновозрастным складчатым комплексам Приколымского и Полоусненского прогибов, достигая в первом из них 4 км (Пепеляев, 1960).

Второй структурный ярус ордовикского и, возможно, позднекембрийского возраста имеет весьма ограниченное распространение. Он установлен в омолонской части массива в бассейнах рек Омолон, Россоха и Намандыкан и представлен

толщей аркозовых и пестроцветных песчаников, мраморизованных известняков, кремнистых сланцев и аргиллитов мощностью до 1200—1400 м.

На большей части массива второй структурный ярус отсутствует, и на отложения протерозоя с резким угловым несогласием налегает третий структурный ярус, сложенный в нижней части эффузивно-терригенными образованиями кедонской серии среднего—верхнего девона с подчиненными им горизонтами известняков и в верхней части терригенно-карбонатными формациями нижнего карбона. Общая мощность третьего структурного яруса в депрессиях Омолонской части массива (бассейн р. Моланджи) достигает 2,5 км. На Алазейском поднятии третий структурный ярус, целиком сложенный туфогенными породами среднего и верхнего девона, имеет мощность не более 300—400 м (Пепеляев и Терехов, 1963).

Четвертый структурный ярус представлен пермскими отложениями. В его составе на Омолонской части массива преобладают карбонатные формации с подчиненным количеством песчано-глинистых и туфогенных отложений мощностью до 800—1000 м (Кегали-Омолонское междуречье). При этом породы пермского возраста залегают как на отложениях предшествующего третьего яруса, так и непосредственно на ордовикских, рифейских, а местами и архейских толщах. В Приколымской части массива (Алазейское поднятие) четвертый структурный ярус имеет мощность до 300 м и сложен туфами и туффитами андезитового состава, чередующимися с прибрежно-морскими песчаными и песчано-гравийными отложениями.

Пятый структурный ярус сложен породами триаса, нижней и средней юры. Его нижняя граница на большей части Омолонского массива проходит в основании карнийского яруса, а на западном склоне (бассейн р. Левый Кедон) в основании оленекского яруса. В низах структурного яруса преобладают глинистые сланцы с прослоями и линзами известняков. Вверх по разрезу возрастает содержание туфового материала, увеличивается количество песчаников и появляются конгломераты.

На Алазейском поднятии пятый структурный ярус сложен пепловыми туфами и туффитами среднего и кислого состава с подчиненным количеством песчаников, грубообломочных пирокластических пород и конгломератов. Перерыв, соответствующий нижнему лейасу, и наличие мощного (до 100 м) горизонта валунно-галечных конгломератов в основании средней юры (Пепеляев и Терехов, 1963) позволяют выделить в этой области три подъяруса: верхнетриасовый, ниже- и среднеюрский.

Мощность пятого структурного яруса в юго-восточной части Колымо-Омолонского массива достигает 1000 и в северо-западной 500—600 м.

Шестой структурный ярус, сложенный породами верхней юры и неокома переходит, с одной стороны, в складчатый комплекс формирующихся в это время Олойского и Момо-Зырянского наложенных прогибов, с другой стороны, в Охотско-Анадырский складчатый комплекс.

На Омолонской глыбе шестой ярус наиболее полно представлен в Уляганской впадине, выполненной толщей полимиктовых прибрежно-морских и континентальных песчано-глинистых и углистых отложений с подчиненным количеством пирокластических пород мощностью до 2000 м. На Алазейском поднятии пирокластические отложения этого структурного яруса мощностью 500—600 м чередуются с подчиненными прослоями терригенных пород и впервые появляющимися покровами эффузивов (Пепеляев и Терехов, 1963).

Седьмой и восьмой структурные этажи соответственно ниже-верхнемелового и кайнозойского возраста, сложенные комплексами эффузивно-туфогенных и континентальных осадочных формаций, имеют ограниченное распространение и небольшую мощность, не превышающую первые сотни метров.

Степень дислоцированности покровного комплекса Колымо-Омолонского массива постепенно возрастает при переходе от верхних к нижележащим структурным ярусам и резко увеличивается вблизи многочисленных зон разломов, рассекающих массив на отдельные блоки. В этих случаях относительно пологие брахиформные складки с углами наклона крыльев от 8—10 до 20—30° сменяются узкими опрокинутыми складками, мало отличающимися от структур смежных складчатых комплексов. Таковы формы складок, связанные с движениями по Ушуракчанскому и другим крупным разломам (Тильман, 1962). Зависимость морфологии складок покровного комплекса от разрывных нарушений устанавливается и в Алазейской части массива, где господствуют брахиантиклинальные складки с падением крыльев до 30°. Близ разрывов наклоны слоев увеличиваются до 60° (Пепеляев и Терехов, 1963).

ОБСКО-ВИЛЮЙСКИЙ ПOKPOBНЫЙ КОМПЛЕКС ОБЛАСТЕЙ МОЛОДЫХ (МЕЗОЗОЙСКО-КАИНОЗОЙСКИХ) ОПУСКАНИИ

Покровный комплекс, развитый в пределах Западно-Сибирской плиты, Лено-Енисейского и Лено-Вилюйского прогибов, представляет собой сложное геологическое тело, сформировавшееся в основной массе в мезозое и наложенное на раз-

народные складчатые комплексы докембрийского и палеозойского возраста. Площадь выхода тела на поверхность составляет около 3 млн. км², объем достигает 8,5 млн. км³. В идеализированном виде оно имеет форму плоско-выпуклой линзы с небольшой мощностью до 4—5 км, постепенно выклинивающейся к краям.

Область непрерывного распространения покровного комплекса ограничена системой поднятий, образующих Центрально-Азиатский континентальный свод и сводово-глыбовые структуры Урала, Таймыра и Северной Земли, в пределах которых разновозрастные покровные образования отличаются по своему вещественному составу и морфологии. На юго-западе через Тургайский прогиб покровный комплекс соединяется с тождественными образованиями Туранской плиты. На северо-востоке он отделен от разновозрастных геосинклинальных отложений Яно-Колымского складчатого комплекса приподнятыми в начале мезозоя антиклинальными поднятиями Верхоянского хребта и Хараулаха.

Фундамент покровного комплекса имеет гетерогенный состав. В пределах Западно-Сибирской плиты в его строении участвуют опущенные блоки кратона и разновозрастные складчатые комплексы (Фотиади, 1961; Боголепов, 1962; Дедеев и др., 1962). В основании Лено-Енисейского и Лено-Вилюйского прогибов опущенные периферические части кратона по системам глубинных разломов сопряжены с погруженными блоками Южно-Таймырского и Яно-Колымского эпикратонных складчатых комплексов.

Покровный комплекс состоит из двух структурных ярусов.

Нижний структурный ярус не имеет сплошного распространения и залегает в осевых частях прогибов и в глубоких впадинах. Наиболее широко он распространен в Лено-Енисейской и приверхожанской части Лено-Вилюйского прогибов, где представлен мелкообломочными морскими и прибрежно-континентальными мелкообломочными отложениями триаса (от индского яруса до конца триаса — Сакс, Грамберг и др., 1959; Сягаев, 1962) мощностью 1,5—2 км.

В Западно-Сибирской низменности нижний структурный ярус по формационному составу (угленосные молассовидные и эффузивно-туфогенные отложения) и условиям залегания близок к рассматриваемым ниже покровным комплексам внутриконтинентальных впадин Центрально-Азиатского свода. Некоторыми исследователями он относится к промежуточному ярусу (Соболевская, 1962) или даже к фундаменту плиты (Гурари, 1962). Залегает он в отдельных грабенах и осевых частях впадин (Омская, Тымская, Тегульдетская). Нижняя возрастная граница яруса колеблется в широких пределах:

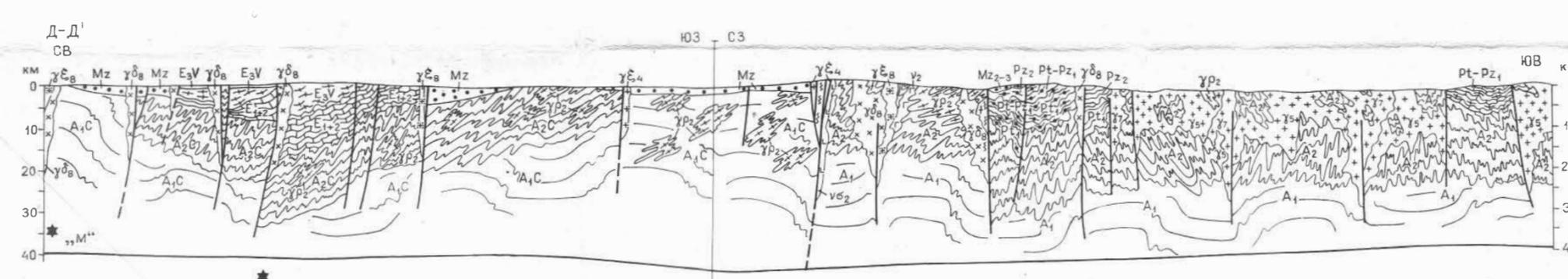
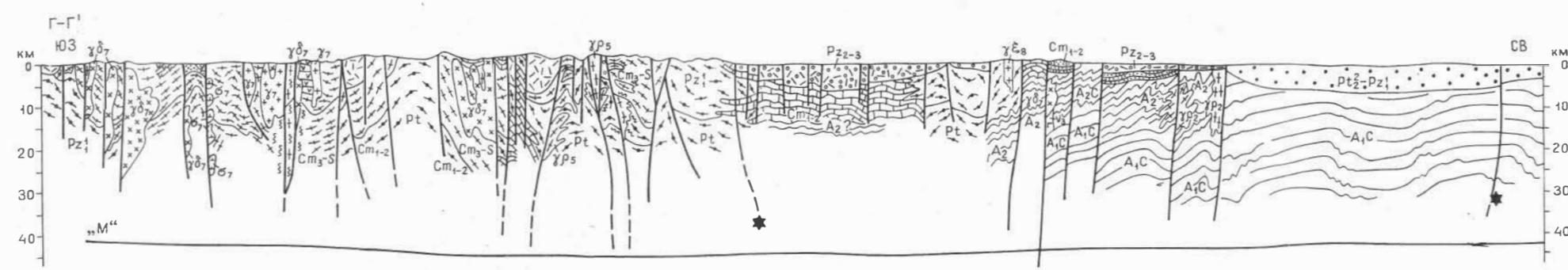
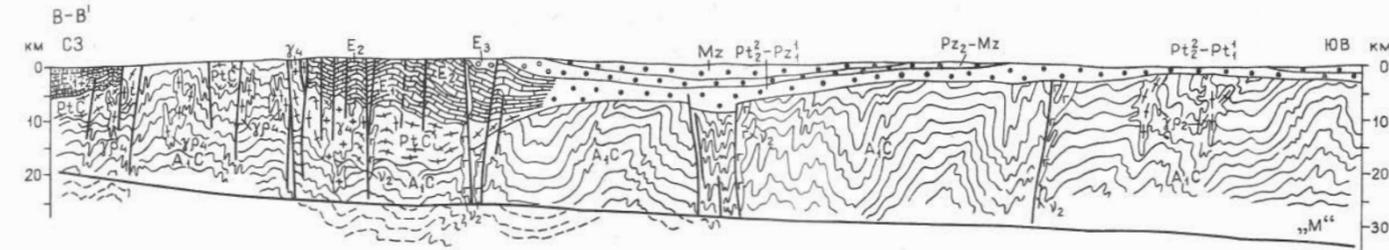
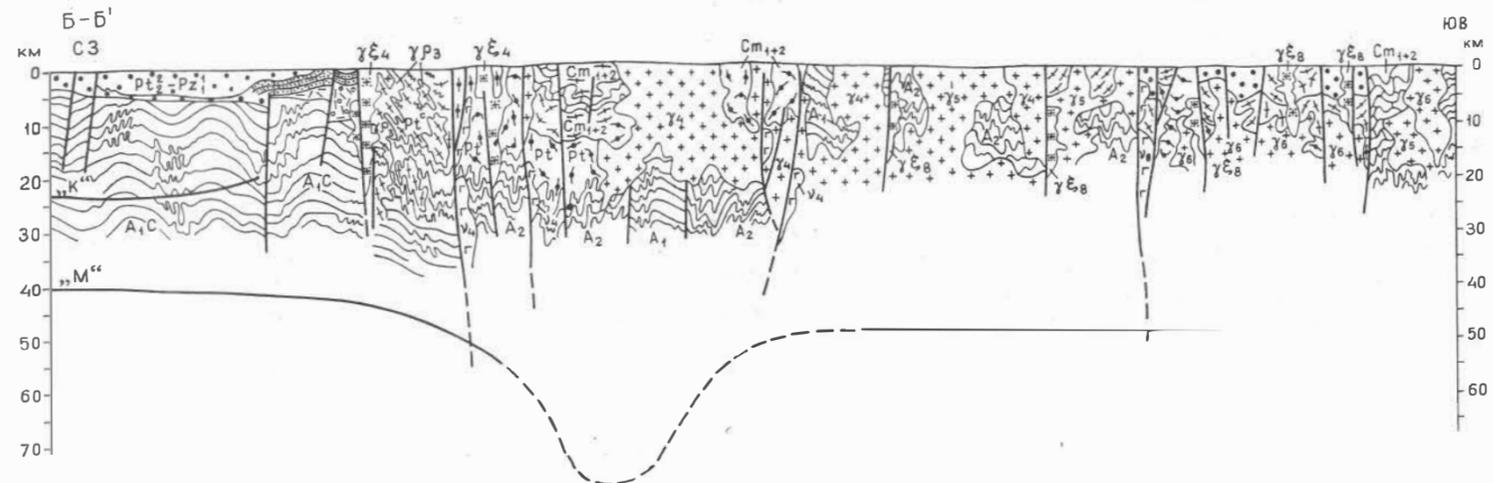
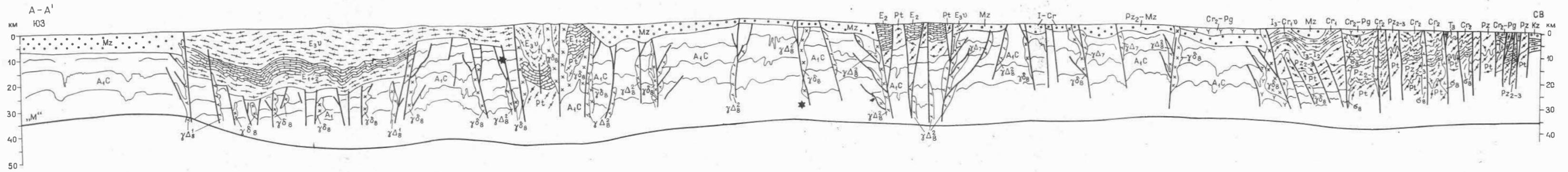
от середины триаса (челябинская серия) до рэт-лейаса включительно (чачкаюльская свита). Можно предполагать, что в отдельных депрессиях он последовательно наращивает покровные отложения палеозойского возраста или ложится на них после перерыва. Мощность нижнего яруса колеблется от нескольких десятков метров до 3—4 км в глубоких приразломных прогибах и грабнях (Ростовцев, 1958; Гулари, 1962; Боголепов, 1962; Боголепов, Булыннаякова и др., 1961; Карева, 1959; Дервиз, 1959).

Верхний структурный ярус в осевых частях Притаймырского и Лено-Вилюйского прогибов начинается с нижнего лейаса, в пределах Западно-Сибирской плиты — со второй половины нижней и начала средней юры. На большей части территории он отделен от нижнего яруса перерывом и сложен преимущественно терригенными отложениями мелководных (шельфовых) морей, чередующимися с осадками прибрежной озерно-аллювиальной равнины. Мощность верхнего яруса в осевых частях прогибов достигает 3,5—4 км и постепенно уменьшается к краям.

Наиболее общей особенностью структуры покровного комплекса является синклинальное строение с незначительным наклоном слоев от долей минуты до 4—4,5° для периферических частей Западно-Сибирской плиты и до 5—6° и более для окраин Лено-Енисейского и Лено-Вилюйского прогибов. При этом наибольшее падение устанавливается вдоль границ комплекса с активно развивавшимися в мезозое и кайнозое поднятиями Верхоянского хребта, гор Бырранга, Западного Саяна и Енисейского кряжа.

На общем синклинальном фоне выделяются системы впадин и прогибов (Ханты-Мансийская, Омская, Хатангская и др.) и разделяющих их валов. Они пологи и особенно в пределах Западно-Сибирской плиты характеризуются расплывчатой, часто изометричной формой. Более четкие контуры и линейную ориентировку они имеют в Лено-Енисейском и Лено-Вилюйском прогибах, ориентируясь параллельно границам комплекса.

В Западно-Сибирской плите относительно правильную линейную форму приобретают системы валов (Ново-Васюганский, Александровский, Старо-Солдатский) и прогибов (Тарско-Муромцевский, Колтогорско-Уренгойский, Пихтовский), приуроченных к зонам глубинных разломов в центральных частях низменности (Омский, Большеюганский) и ступенчатых погружений фундамента (Никольская, Колыванская, Аргинская, Приенисейская ступени), протягивающихся вдоль фаса поднятий, ограничивающих плиту на юго-востоке и востоке. В пограничных приразломных зонах покровные



- | | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
| 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 |
| 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | |

Региональные профили.

Складчатые комплексы кратонов: 1 — складчатые комплексы древних архейских ядер Сибирской платформы и архейские складчатые комплексы других районов; 2 — верхнеархейские складчатые комплексы; 3 — протерозойские складчатые комплексы. **Эпикратонные складчатые комплексы:** 4 — протерозойский структурный ярус; 5 — протерозойско-нижне-среднепалеозойский структурный ярус; 6 — нижне-среднепалеозойский структурный ярус; 7 — верхнепалеозойско-юрский (верхоянский) структурный ярус. **Складчатые комплексы ортогеосинклиналей:** 8 — нижнеархейский складчатый комплекс в фундаменте ортогеосинклиналей, переработанный; 9 — верхнеархейский складчатый комплекс в фундаменте ортогеосинклиналей, переработанный. **Протерозойско-нижнепалеозойские складчатые комплексы:** 10 — протерозойский структурный ярус; 11 — протерозойско-нижнепалеозойский структурный ярус; 12 — нижне-среднекембрийский структурный ярус; 13 — кембро-силурийский структурный ярус. **Средне-верхнепалеозойский структурный ярус:** 14 — девон-нижнекаменноугольный структурный ярус в прогибах орогенного типа; 15 — средне-верхнепалеозойский структурный ярус. **Мезозойские складчатые комплексы:** 16 — верхнетриасово-среднеюрский структурный ярус; 17 — верхнеюрско-нижнемеловой структурный ярус; 18 — нижнемеловой структурный ярус; 19 — верхнемеловой структурный ярус. **Покровные комплексы:** 20 — верхнепротерозойско-нижнепалеозойский покровный комплекс; 21 — средне-верхнепалеозойско-нижнемезозойский покровный комплекс; 22 — средне-верхнемезозойский покровный комплекс; 23 — кайнозойский покровный комплекс. **Магматические формации:** 24 — гипербазитовая формация нижнего протерозоя (σ_3), верхнего протерозоя (σ_4), кайнозоя (σ_5); 25 — группа габброидных эвгеосинклинальных формаций верхнего архея (v_2), нижнего протерозоя (v_3), верхнего протерозоя (v_4), среднего палеозоя (v_5), верхнего палеозоя (v_6), мезозоя (v_7); 26 — батолитовая гранитоидная формация нижнего протерозоя (γ_1), верхнего протерозоя (γ_2), нижнего палеозоя (γ_3), среднего палеозоя (γ_4), верхнего палеозоя (γ_5); 27 — гранитоидные конкордантные интрузии и поля инъекционных гнейсов верхнего архея (γ_{p2}), нижнего протерозоя (γ_{p3}), верхнего протерозоя (γ_{p4}), верхнего палеозоя (γ_{p5}); 28 — формация субвулканических субщелочных гранитов верхнего протерозоя (γ_{e1}), нижнего палеозоя (γ_{e2}), среднего палеозоя (γ_{e3}), верхнего палеозоя (γ_{e4}), мезозоя (γ_{e5}), кайнозоя (γ_{e6}); 29 — габбро-диорит-гранодиоритовая формация нижнего палеозоя (γ_{d1}), среднего палеозоя (γ_{d2}), верхнего палеозоя (γ_{d3}), мезозоя (γ_{d4}), кайнозоя (γ_{d5}); 30 — дайковая фация габбро-диорит-гранодиоритовой формации девона «кедонская серия» Омолонского массива (γ_{d7}), триаса (γ_{d8}), юрско-мелового возраста (γ_{d9}). **Осадочные и вулканогенные формации:** 31 — сланцево-эффузивные формации эвгеосинклинального типа; 32 — флишидные формации; 33 — карбонатная формация; 34 — карбонатно-терригенные формации; 35 — молассовые формации; 36 — области распространения кислых эффузивов; 37 — области распространения основных и средних эффузивов; 38 — область распространения эффузивов Тихоокеанского вулканогенного пояса; 39 — зоны повышенного метаморфизма; 40 — разломы; 41 — гипсцентры землетрясений; 42 — раздел Мохоровичича; 43 — раздел Конрада.

отложения смяты в крутые флексуорообразные складки с падением крыльев до 70—80° (зоны Приаргинской и Приенисейской ступеней).

Асимметрия в строении покровного комплекса, проявляющаяся на Западно-Сибирской плите и связанная с различной амплитудой движений в ее западной и восточной частях, еще более четко устанавливается в Лено-Енисейском и особенно Лено-Вилюйском прогибах. Крылья прогибов, прилегающих к активно поднимавшимся в мезозое и кайнозое бортам Южно-Таймырского и Яно-Колымского складчатых комплексов, имеют не только более крутой наклон, но и осложнены густой сетью разломов и связанных с ними гребневидных и коробчатых складок, которые в непосредственной близости к обрамлению приобретают четко выраженную линейную ориентировку.

Связь этих структур с поднятиями в смежных областях и с молодыми разрывами и блоковыми движениями фундамента хорошо выражена в северном крыле Хатангской впадины, где в поле развития мезозойского покровного комплекса по многочисленному разломам выходят блоки, сложенные породами палеозоя (Кирыка-Тас, Тулай-Кирыка-Тас и др.).

Относительно напряженные складчатые структуры, развитые вдоль внешней северной и восточной границ покровного комплекса по направлению к кратону, постепенно сменяются более пологими куполовидными формами.

КОМПЛЕКСЫ ОТЛОЖЕНИЙ МОЛОДЫХ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВПАДИН

Южно-Сибирский комплекс

Комплекс представлен мезозойскими континентальными отложениями 25 межгорных и предгорных впадин, расположенных на территории Алтае-Саянской складчатой области и южной части Сибирской платформы. Общая площадь современных выходов мезозойских отложений впадин оценивается в несколько десятков тысяч квадратных километров. Форма впадин обычно удлиненная, реже изометричная. Максимальные размеры 120—140×60—80 км (Рыбинская впадина). Впадины выполнены континентальными терригенными отложениями, включающими грубообломочные, глинисто-алевролитовые, угленосные и красноцветные формации. Судя по фациям мезозойских отложений в бортах впадин и широкому развитию мезозойских кор выветривания на межвпадинных пространствах, древние контуры впадин были близки их современ-

ным очертаниям. По времени заложения, мощности, строению геологического разреза и структурам мезозойской толщи, а также характеру взаимоотношений со структурами фундамента все впадины подразделяются на четыре группы.

Впадины первой группы (Инская, Чусовитинская, Мальцевская, Чумышко-Непинская и другие впадины Кузбасса) располагаются на складчатых сооружениях Кузнецкого краевого прогиба Обь-Зайсанской геосинклинальной системы, наследуя их тектонический план и ориентировку внутренних структур. Выполняющий эти впадины комплекс включает обычно вулканогенно-осадочные отложения триаса, терригенные угленосные толщи нижней юры и достигает мощности 1—1,5 км. Слои дислоцированы, местами собраны в линейные складки с углами падения до 40—60°.

Впадины второй группы (Койтасская и Улекень-Каройская впадины Северо-Восточного Казахстана, Серлигхемская впадина Восточной Тувы) резко наложены на нижнепалеозойские и позднедокембрийские складчатые сооружения. Выполнены они рэт-лейасовыми, нижнеюрскими, а Серлигхемская — нерасчлененными юрскими грубообломочными отложениями сокращенной (до 1 км) мощности. Слои залегают горизонтально или слабо наклонены к центральным частям впадин.

Третья группа впадин, самая многочисленная и обладающая промежуточными чертами унаследованности и наложенности, объединяет депрессии, заложившиеся на средне-верхнепалеозойских прогибах орогенного типа в рэт-лейасе, нижней юре, редко в средней юре. К этой группе относятся впадины Центральной и Западной Тувы, представлявшие в период осадконакопления единый Улугхемский прогиб, Чебаково-Балахтинская, Назаровская, частично Рыбинская и Саяно-Партизанская и другие впадины. Это типичные межгорные депрессии, выполненные мощными (до 1,5—2,0 км) осадками нижней и средней юры, дислоцированными главным образом в прибортовых частях.

Впадины четвертой группы (Канско-Тасеевская, восточная часть Рыбинской, Иркутской) расположены в пределах Сибирской платформы. Выполнены они песчано-глинистыми угленосными отложениями юры.

Байкальский комплекс

Комплекс представлен линейной системой разобщенных линзообразных геологических тел, объем которых измеряется сотнями кубических километров, сформированных в неоген-четвертичное время в отдельных впадинах на протерозойском перикратонном или Байкало-Витимском протерозойско-ниж-

непалеозойском складчатых комплексах. Область распространения комплекса представляет собой широкую (50—60 км) полосу, протягивающуюся на расстояние 2000 км от верховьев р. Иркут на юго-западе до верховьев р. Чара на северо-востоке, общей площадью 10000 км², из которых только около 1000 км² заняты впадинами. Комплекс приурочен к зоне Байкальского глубинного разлома и образован непрерывной серией осадков, которая начала формироваться в миоцен — плиоцен и продолжает развиваться до настоящего времени. Наиболее крупная из них Байкальская имеет площадь около 3000 км². Одни тела комплекса (Тункинская впадина) сложены вулканогенно-осадочной, а другие (Баргузинская впадина) — терригенно-осадочной формациями мощностью до 2,5 км. В составе вулканогенно-осадочной формации наблюдается чередование песчано-глинистых и галечно-валунных пород с прослоями трахибазальтов, туфов, вулканических брекчий и пластами бурых углей. В терригенно-угленосной формации эффузивные породы отсутствуют, а преобладают песчано-глинистые отложения с отдельными пластами бурого угля или торфа.

Селенгино-Витимский комплекс

Комплекс представлен сложной системой разобщенных линзообразных геологических тел, объем которых измеряется сотнями кубических километров. Они были сформированы в верхнеюрскую и нижнемеловую эпохи на Байкало-Витимском нижнепротерозойско-палеозойском и на Монголо-Охотском среднепалеозойском складчатых комплексах. Область распространения покровного комплекса представляет собой широкую (400 км) полосу, протягивающуюся на расстояние 2000 км от долины р. Селенга на западе до верховьев р. Витим на востоке, общей площадью 800 000 км², из которых 80 000 км² занято впадинами. Наиболее крупная Гусинозерская впадина имеет площадь 180 км². Тела, входящие в состав комплекса, приурочены к зонам глубинных разломов (Удинской, Тугнуйской, Хилокской и Чикойской) и формируются в условиях континентального сводового поднятия. Располагаясь цепочками, впадины группируются в несколько попарно соединяющихся ветвей: Удинскую и Тугнуйскую, Хилокскую и Чикойскую. Комплекс образован трахиандезитовой (верхняя юра) и угленосной (нижний мел) формациями, разделенными несогласием. Трахиандезитовая формация мощностью до 1 км приурочена в бортах Селенгино-Витимских впадин, образуя их эффузивную «оторочку». В ее составе в основании наблюдаются горизонты валунно-галечных конгломератов, выше за-

легают покровы трахиандезитовых и трахибазальтовых порфиров, трахитов, ортофиоров, базальтов с маломощными прослоями пирокластических осадочных пород. Угленосная формация, мощность которой не превышает 2,5 км, образована песчано-глинистыми отложениями с многочисленными (до 30) пластами бурых углей.

Южно-Алданский комплекс

Комплекс Южно-Алданских впадин представлен целым рядом разобщенных геологических тел, сформировавшихся в средне-верхнеюрское и нижнемеловое время и наложенных на складчатые комплексы архейского и протерозойского возраста и на покровный нижнепалеозойский комплекс кратона.

Отложения разрозненных впадин — Алдано-Олекмо-Тимптонской, Ыллымахской, Чугинской, Каларской, Амгинской, Гонамской, Токкинской, по-видимому, представляют собой остатки единого геологического тела, о чем свидетельствует общая для всех тел цикличность разреза. Область распространения комплекса — это полоса длиной 750 км, шириной до 200 км, общей площадью до 150 000 км², из которых 25 000 км² занято выходами отдельных геологических тел (впадинами), составляющих комплекс. Наиболее крупная Чульманская впадина имеет площадь около 10 000 км².

В результате блоковых подвижек фундамента и эрозионных процессов мезозойский комплекс Южно-Алданских впадин на значительной территории был уничтожен и в настоящее время представляет собой ряд асимметричных линз, в той или иной мере дислоцированных главным образом вдоль южных границ.

Комплекс образован песчано-глинисто-углистыми толщами с прослоями конгломератов общей мощностью до 1500 м. Отмечаются прослойки вулканического туфа и пласты кислых эффузивов. Кроме того, присутствуют синхронные интрузивные штоковые тела (5—40 км²) субщелочных гранитоидов.

Сравнительно спокойное залегание комплекса нарушено вдоль шва, отделяющего архейский складчатый комплекс Алданского щита от Станового складчатого комплекса. Здесь проходит серия параллельных шву разломов фундамента, которые дробят, и отложения впадин, приводя к их ступенчатому смещению (с амплитудой до 800—1000 м) и складчатости. Углы наклона складок достигают 60—85°. К северу углы падения слоев постепенно выполаживаются до 12—16°, а затем и до 6—8° (Мокринский, 1957; Конивец, 1958).

Дальневосточный комплекс

Дальневосточный комплекс распространен на большой территории от бассейна рек Зеи и Буреи на западе до устья р. Амура на востоке и до оз. Ханка на юге.

Комплекс представлен разобщенными геологическими телами (впадинами) различных размеров и строения, находящимися в тесной зависимости от строения подстилающего складчатого комплекса.

На докембрийском и палеозойском складчатых комплексах располагаются крупные пологие депрессии типа Зее-Буреинской. Большими площадями и неправильными контурами отличаются Средне-Амурская и Ханкайская впадины, располагающиеся вдоль границ палеозойских и мезозойских складчатых комплексов. К мелким грабенам, ориентировка которых подчинена поперечным разломам, приурочены Бикинская и Верхнебикинская впадины.

Зее-Буреинская впадина занимает значительную площадь, протягиваясь с северо-запада на юго-восток более чем на 500 км и с юга на север более чем на 300 км. Располагается на гетерогенном фундаменте, сложенном верхнеархейским и средне-верхнепалеозойским ортогеосинклинальными комплексами. Фундамент раздроблен на блоки. Формирование комплекса началось в верхней юре, сопровождаемая интенсивной вулканической деятельностью.

Выделяются два структурных этажа. Нижний структурный ярус в нижней части представлен толщей эффузивов, выше — терригенными отложениями общей мощностью 2000 м. В нем выделяются климоуцевская толща верхнеюрского — нижнемелового возраста и завитинская свита нижнего мела. Отложения второго структурного яруса представлены цагайнской серией, подразделяющейся на цагайскую, кивдинскую и водораздельную свиты (Финько, Заклинская, 1958).

Цагайнская серия представлена песчано-глинистыми частично угленосными отложениями с конгломератами. Отложения цагайнской серии залегают горизонтально, мощность их колеблется от десятков метров на поднятиях до 800—1000 м во впадинах.

В пределах впадины по геофизическим данным выделяется ряд прогибов фундамента (Белогорский, Лермонтовский и др.), в них наблюдается увеличение мощностей обоих структурных ярусов. Прогибы чередуются с валообразными поднятиями (Михайловско-Ромненскими и др.), в пределах которых мощности сокращены.

Формирование впадин продолжалось непрерывно с мезозоя до четвертичного времени с постепенным уменьшением интен-

сивности прогибания. Блоковое строение фундамента резко отразилось на распределении мощностей нижнего структурного яруса и значительно слабее проявилось в верхнем структурном ярусе.

Средне-Амурская впадина (100×400 км) наложена на средне-верхнепалеозойский и мезозойский складчатые комплексы и приурочена к Сихотэ-Алиньскому структурному шву. Впадина выполнена в основном кайнозойскими образованиями, хотя в наиболее глубоких ее частях возможно присутствие мезозойских отложений.

В строении впадины участвуют угленосные слои олигоцена, песчано-глинистые отложения палеогена и неогена суммарной мощностью 1500—2000 м. Залегание горизонтальное, но в приразломных зонах падение слоев достигает $15\text{—}25^\circ$. К неоген-четвертичным разломам, развитым по бортам и в основании комплекса, приурочены излияния базальтов.

На северо-восточном продолжении того же структурного шва расположена выполненная рыхлыми неогеновыми отложениями пока еще плохо изученная Нижне-Амурская впадина (100×50 км).

Средне- и верхнебикинские впадины, приуроченные к широтным разломам, подстилаются палеозойским (в Средне-Бикинской) и мезозойским (в Верхне-Бикинской впадине) складчатыми комплексами. Размеры обеих впадин невелики (10×40 км), выполнены они угленосными отложениями кайнозоя мощностью не более 600 м.

В южной части Буреино-Ханкайского массива к дальневосточному комплексу относятся разобщенные геологические тела, образованные в меловое и третичное время. Они наложены на докембрийский складчатый комплекс южной части Буреино-Ханкайского массива, на Амуро-Уссурийский средне-верхнепалеозойский и восточную часть Забайкальско-Приморского мезозойского складчатых комплексов. Впадины протягиваются от района залива Посыета до побережья Охотского моря. Среди них выделяются крупные впадины площадью 1000—26 000 км² (Уссури-Ханкайская, Суйфунская и др.), начавшие формироваться с мелового времени выполненные песчано-глинистыми породами с промышленными пластами углей и вулканогенными образованиями, общей мощностью до 3—3,5 км. Более мелкие впадины, площадью до нескольких сот квадратных километров (Хасанская, Угловская, Шкотовская, Супутинская, Даубихинская, Нижне-Бикинская и др.), сформированные в основном в третичное время, выполнены слабоуплотненными песчано-глинисто-углистыми осадками, реже эффузивами, туфами и туффитами мощностью от нескольких сот метров до 1,5 км. Отложения слабо дислоцированы, накло-

нены к центрам впадин под углами 5—10, иногда 25°, разбиты разрывными нарушениями. В некоторых впадинах в приразломных участках углы падения достигают 50, иногда 80°.

Наиболее крупная Усури-Ханкайская впадина (220 × 120 км²) общего северо-восточного простирания расположена на верхнеархейском и протерозойско-нижнепалеозойском цоколе южной части Буреино-Ханкайского массива. Формирование осадочного чехла началось с мела и продолжается до настоящего времени, в его разрезе выделяются четыре структурных яруса (Громов, 1959). Нижний ярус (мощностью около 1 км) представлен песчано-глинистыми породами угленосной сучанской (баррем-альб?) и туфогенной коркинской (сеноман-турон?) серий. Второй структурный ярус (мощностью до 1,5 км) сложен средними и кислыми вулканогенными образованиями ольгинской серии (сантон-дат). Третий структурный ярус (верхний олигоцен — нижний миоцен) мощностью до 800 м образован внизу грубообломочными породами, а сверху песчано-глинистыми угленосными осадками с подчиненными покровами базальтов. Внутри впадин выделяются «цепочки» овальных мульд, вытянутых в северо-восточном направлении и разделенных Хорольско-Гайворонским валом длиной 100 км. Верхний структурный ярус (верхний миоцен — четвертичный период) сложен глинами, диатомитами, песками, галечниками и базальтами.

Северо-Восточный комплекс

Северо-Восточный комплекс молодых внутриконтинентальных впадин распространен на обширной территории, охватывающей Яно-Колымскую, Анюйско-Чукотскую, Охотско-Анадырскую и Корякскую складчатые системы. Как и другие аналогичные образования, он представлен разобщенными линзовидными телами, форма и строение которых в значительной мере обусловлены структурными особенностями подстилающих складчатых комплексов.

Начало формирования Северо-Восточного комплекса в пределах Анюйско-Чукотской и Яно-Колымской складчатых систем относится к середине — второй половине мелового периода и внутри Охотско-Анадырской и Корякской систем к концу верхнего мела — началу палеогена. В обоих случаях продолжается до настоящего времени.

Среди впадин выделяются три группы, отличающиеся по размерам, форме и соотношению с вмещающими их складчатыми комплексами.

К первой группе принадлежат крупные, удлиненные впадины (до 200 × 60—80 км), вытянутые согласно с простирани-

ем складчатых комплексов. В Охотско-Анадырской и Корякской складчатых системах впадины этой группы (Марковская и др.) продолжают развитие остаточных позднегеосинклинальных прогибов (Пенжинский и др.), внедряющихся по линиям древних расколов из смежной Камчатской геосинклинали.

Впадины второй группы имеют небольшие размеры (50—250×5—20 км), линейную форму и часто располагаются в направлениях поперечных к структурам вмещающих складчатых комплексов. Их образование, по-видимому, обусловлено расстрескиванием воздымающихся сводовых поднятий, распадающихся на отдельные секторальные блоки.

Наиболее четко эта группа выражена пучком радиально расходящихся впадин (Уяндинская, Селенняхская и др.), расположенных в северо-восточной части Яно-Колымской складчатой системы близ ее границ с Колымо-Омолонским остаточным массивом, Впадины здесь приурочены к системам разломов, оперяющих Дарпирский и Полоусненский структурные швы.

Третья группа впадин, имеющих изометричные очертания и большую площадь (до 180—200×150 км) и расположенных между виргирующими пучками складок (Анадырская впадина), совмещает черты относительно плоских прогибов (синеклиз) платформенного типа и предгорных впадин. На крайнем Северо-Востоке они тяготеют к окраинам Южно-Чукотского остаточного массива. В составе комплекса преобладают грубообломочные континентальные отложения, чередующиеся с горизонтами алевропелитовых осадков и углей, наиболее распространенных в ранние (меловую и палеогеновую) стадии развития.

КОМПЛЕКСЫ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИХООКЕАНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Тихоокеанский вулканический пояс протягивается в виде узкой полосы от юго-восточной оконечности Чукотского полуострова до побережья Восточно-Китайского моря. Его длина в пределах советской части Дальнего Востока достигает 4500 км, ширина колеблется от 50 до 250 км, а общий объем тела, сложенного вулканогенными толщами, образующими громадную систему сложно построенных и разветвляющихся линз, может быть оценен в 1,5 млн. м³.

От Тихоокеанского вулканического пояса ответвляются внутриматериковые пояса: Приколымский и Монголо-Охотский. Морфологически они выражены не столь четко и состоят из системы кулисообразно расположенных линз, подчинен-

ных структурным швам и оперяющим их разломам (Боголепов, 1963).

В районе Удского залива при сочленении Монголо-Охотского и Сихотэ-Алиньского геосинклинальных прогибов Тихоокеанский вулканический пояс прерывается и образует две ветви (не исключено их соединение под водами Охотского моря к востоку от Шантарских островов): южную — Сихотэ-Алиньскую и северную — Охотско-Чукотскую, отличающиеся по структурному положению и возрасту, что позволяет выделить их в два самостоятельных покровных комплекса.

Охотско-Чукотский комплекс

Охотско-Чукотский комплекс, тяготеет к структурным швам и ослабленным трещинным зонам, располагается вдоль сочленения остаточных массивов и эпикратонных геосинклиналей Северо-Востока с Охотско-Анадырской ортогеосинклиналью. Наибольшую ширину и мощность покровный комплекс имеет близ восточной окраины Колымо-Омолонского массива, в зоне Анадырского структурного шва и близ границ Охотского массива. Покровы лав, проникающие в глубь этих глыбовых поднятий, свидетельствуют об их интенсивном растрескивании.

Морфология и структуры Охотско-Чукотского комплекса изучены недостаточно. В его составе выделяются четыре структурных яруса: верхнеюрско-неокомский, альб-сеноманский, верхнемеловой (возможно до палеоцена включительно) и палеогеновый, разделенные перерывами и угловыми несогласиями (Устиев, 1959; Белый, 1958, 1959, 1961; Сперанская, 1962 а, б и др.). Среди слагающих их вулканогенных формаций незначительное распространение имеют континентальные и в том числе угленосные формации. В латеральных направлениях нижние структурные ярусы переходят, с одной стороны, в осадочные и осадочно-вулканогенные толщи покровного комплекса докембрийских массивов и, с другой стороны, в складчатый комплекс прилегающих частей Охотско-Анадырской геосинклинали. Верхний структурный ярус имеет весьма ограниченное прерывистое распространение. В смежных областях ему соответствуют покровные комплексы внутриконтинентальных впадин.

Структурные ярусы Охотско-Чукотского комплекса соответствуют четырем крупным вулканическим циклам. Цикличность выражается в последовательной смене кислых эффузивов и их туфов (липаритового, трахилипаритового и липаритацитового состава) более основными (андезитовыми и андезит-базальтовыми) лавами и туфами к концу каждого цикла,

и только в заключительный — палеогеновый тектономагматический этап при резком преобладании трещинных излияний образуются лавы исключительно среднего и основного состава. С формированием эффузивно-пирокластических толщ трех нижних структурных ярусов сопряжено внедрение крупных интрузий, образующих системы «батолитоподобных» тел и вулканоплутонов. В верхне-юрское и раннемеловое время — это массивы гранодиоритового состава, не отличимые (Устиев, 1959) от одновозрастных интрузий окраинных частей Колымо-Омолонского массива, в альб-сеноманское время — вулканоплутоны «охотских» гранодиоритов и плагиогранитов; в верхнемеловое время — более мелкие, но также связанные фаціальными переходами с эффузивами, тела кислых и щелочных гранитов и гранит-порфиров с присущей им редкометальной и оловянной минерализацией. Менее развиты интрузивные фации в верхнем структурном ярусе. Они представлены небольшими гипабиссальными телами диорит-андезитового габбро-долеритового и редко гранитного состава.

Общая мощность отложений Охотско-Чукотского комплекса колеблется от нескольких сотен метров до 5 км и более. Развита пологая брахиформная и коробчатая складчатость, интенсивность которой возрастает как вниз по разрезу от одного структурного яруса к другому, так и по направлению на юго-восток к границе с Охотско-Анадырской геосинклиналью. Это позволяет выделить в пределах развития комплекса две зоны (Белый, 1961, 1963): внешнюю, в которой пликативные дислокации выражены слабо и преобладают вулканотектонические структуры (Влодавец, 1954) типа компенсационных просадок, прогибов и обрушений, сопряженные с собственно тектоническими трещинами и зонами разломов, и внутреннюю с широким развитием прерывистых брахиформных и гребневидных складок с наклоном крыльев до 30—35°.

Зональность наиболее четко устанавливается по второму структурному ярусу (чаунская серия Анадырского плато) и, очевидно, связана с большей тектонической подвижностью основания, образованного Охотско-Анадырским складчатым комплексом. Подобное же соотношение между структурными особенностями покровных образований и характером его фундамента отмечалось выше при описании покровных комплексов областей молодых опусканий (Обско-Вилюйский).

Сихотэ-Алиньский комплекс

Сихотэ-Алиньский комплекс образует две ветви: восточную, или Приморскую, и западную. Первая из них тяготеет к предполагаемому (Беляевский, 1955; Крапоткин, 1954; Берсенов,

1959; Красный, 1960) Восточно-Сихотэ-Алиньскому глубинному разлому и накладывается на Сихотэ-Алиньский мезозойский складчатый комплекс. Вторая ветвь приурочена к Западно-Сихотэ-Алиньскому структурному шву, отделяющему мезозойский складчатый комплекс от докембрийского и средне-верхнепалеозойского.

Комплекс вулканических поясов Сихотэ-Алиня сложен преимущественно наземными эффузивно-туфогенными формациями с подчиненными толщами континентальных, часто угленосных отложений. Выделяются: верхнемеловой (верхний сенон, отчасти палеоцен), палеогеновый и неоген-четвертичный структурные ярусы. Верхний ярус имеет прерывистое распространение, представлен горизонтально залегающими покровами базальтов и андезито-базальтов, образованных в результате трещинных излияний и излияний центрального типа. Средний структурный ярус сложен как основными, так и кислыми эффузивами и их пирокластами. Нижний структурный ярус характеризуется резким преобладанием эффузивно-туфогенных пород липаритового и дацитового состава. Образование эффузивов, как и в пределах Охотско-Чукотского комплекса, сопровождается верхнемеловыми и палеоцен-эоценовыми субвулканическими гранитоидными интрузиями, с которыми связано оловянно-вольфрамовое и полиметаллическое оруденение.

Вулканические толщи нижнего структурного яруса собраны в относительно пологие брахиформные складки с наклоном крыльев $15-20^\circ$. Значительно более крутые углы падения наблюдаются вблизи тектонических разломов, вдоль систем чешуйчатых надвигов и горст-антиклинальных поднятий, развитых вдоль границ восточной ветви с прибрежной (Тетюхинской) антиклинальной зоны и Главным Сихотэ-Алиньским синклинорием. В отличие от нижнего структурного яруса, где интенсивность дислокаций в отдельных зонах сближает покровный комплекс с подстилающим его складчатым комплексом (Соколов, 1960), средний структурный этаж испытал значительно более слабое коробление. Слабее проявляются дислокации и в пределах нижних структурных ярусов Западно-Сихотэ-Алиньской ветви.

ГЛАВА V

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

На территории Сибири и Дальнего Востока выделяются три крупных сегмента земной коры с различными рядами слагающих их крупных геоструктурных тел (комплексов).

Ряд Северо-Азиатского кратона начинается с нижнеархейских складчатых комплексов, характеризующихся изометричными очертаниями и высокой степенью метаморфизма. Верхнеархейские складчатые комплексы накладываются в виде линейных тел, как бы цементирующих нижнеархейские глыбы. Еще лучше выраженной линейной формой обладают протерозойские складчатые комплексы, также связывающие отдельные фрагменты кратона, обособившиеся в результате раскалывания его краевых частей в протерозое. Не исключено распространение верхнеархейских и протерозойских складчатых комплексов в центральной части кратона, но доказательств этого пока не имеется.

В пределах кратона степень метаморфизма закономерно убывает от более древних складчатых комплексов к молодым. Если в нижнеархейских комплексах содержатся породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, то в верхнеархейских метаморфизм достигает лишь амфиболитовой фации, а в протерозойских развивается преимущественно в фации зеленых сланцев.

Рассмотренная совокупность нижнеархейских, верхнеархейских и протерозойских складчатых комплексов образует крупное геологическое тело — кратон, объем которого можно приблизительно оценить в $1,5 \times 10^8 \text{ км}^3$. Латеральные границы кратона, а также составляющих его складчатых комплексов там, где эти границы можно наблюдать или судить о них по геологическим и геофизическим данным, являются резкими, линейными и связаны с разломами. Поверхность кратона или

его границы с покрывающими геологическими телами в геологическом разрезе представлены вполне отчетливо и сопровождаются резкой сменой таких свойств, как степень метаморфизма осадочных и магматических формаций. Исключением может быть граница с налегающим перикратонным складчатым комплексом. Так, во внешних зонах перикратонных опусканий наблюдается высокая степень метаморфизма и гранитный магматизм, сближающие их с кратоном.

Верхняя граница кратона не изохронна, и ее стратиграфическое положение от одних районов к другим изменяется в весьма широких пределах, соответствующих длительности большей части протерозоя, т. е. 800—900 млн. лет. Если в районе Алданского щита и Учуро-Майского прогиба формирование кратона закончилось к началу протерозоя и тогда же начал образовываться покровный комплекс, то в Присаянье, а также, по-видимому, на Таймыре формирование кратона завершилось лишь в середине верхнего протерозоя. В связи с этим следует подчеркнуть, что образование крупного единого и вполне определенно ограниченного геологического тела может происходить неравномерно в различных его частях и завершаться не в одно и то же время. При этом время от начала до конца завершения формирования тела имеет тот же порядок, что и время формирования самого тела. Время формирования кратона можно оценить $2-3 \cdot 10^9$, а амплитуду времени завершения почти $0,8-9 \cdot 10^9$ лет.

Сказанное полностью относится и к началу образования тела, что можно проиллюстрировать на примере Центрально-Сибирского покровного комплекса, который в одних районах начал формироваться $1,6 \cdot 10^9$ лет, а в других $0,8 \cdot 10^9$ лет тому назад.

Ряд складчатых комплексов кратона в протерозое как бы разделяется на три ветви, что выражается в образовании на нем трех типов геологических тел, каждое из которых характерно для областей, обладающих своим специфическим развитием.

К первому типу геологических тел принадлежат складчатые комплексы перикратонных опусканий. Они так же, как и геологические тела двух других типов, начинают формироваться в разное время в интервале $1,6-0,8 \cdot 10^9$ лет и в различных районах обладают неодинаковым строением, степенью метаморфизма и проявлениями магматизма, несмотря на однородность осадочных формаций. Местные особенности комплексов отражают историю раздробления и погружения краев кратона в протерозое. Формирование комплексов на всем их протяжении завершается приблизительно одновременно к началу кембрийского периода.

Второй тип составляет эпикратонные складчатые комплексы, строение и состав которых отражают характер и историю раздробления кратона на его северо-восточных и северных площадях. Время начала формирования этих комплексов лежит в пределах $1,6—0,8 \cdot 10^9$ лет, а время завершения в пределах $2,7—1,4 \cdot 10^9$ лет (пермь — юра). Эпикратонные складчатые комплексы представлены линейными и ветвящимися телами, форма которых связана с сетью разломов, определявших раздробленность кратона.

Третий тип представлен Центрально-Сибирским покровным комплексом, распространение которого отвечает обширным областям наиболее стабильного состояния кратона, и Колымо-Омолонским комплексом, сформировавшимся на приподнятой глыбе кратона, окруженной его опущенными блоками с развитыми на них эпикратонными складчатыми комплексами. Начало формирования Центрально-Сибирского покровного комплекса лежат в пределах $1,6—0,6 \cdot 10^9$ лет, завершение его формирования в пределах $0,5—0,2$ млн. лет (кембрий — триас).

Сформировавшиеся на кратоне геологические тела всех трех типов переходят друг в друга в латеральном направлении, а на краях кратона резко ограничиваются разломами. Если рассматривать складчатый комплекс перикратонных опусканий и покровный комплекс, как единое геологическое тело, то время завершения его формирования будет самым ранним в пределах перикратонных опусканий (конец протерозоя — кембрий) и самым поздним в области Тунгусской синеклизы. Геологические тела, сформировавшиеся на кратоне, как правило, лежат на поверхности, и лишь местами они перекрыты более молодыми геологическими телами, рассматриваемыми как покровные комплексы молодых (мезозойско-кайнозойских) опусканий и внутриконтинентальных впадин.

Ряд Южно-Сибирской геосинклинальной области начинается с верхнеархейского Станового складчатого комплекса, рассматриваемого как ее основание или фундамент. Однообразие состава и степени метаморфизма на огромных расстояниях ведет к предположению, что этот комплекс представляет собой крупное однородное геологическое тело, лежащее в основании геосинклинальной области на всем ее протяжении. Нижнеархейских складчатых комплексов на ее территории неизвестно, если не считать архейских глыб, принадлежащих по своему положению к раздробленному краю кратона (Байкальская, Муйская и др.). Иными словами, неизвестно, что формировалось на этой территории в течение огромного интервала времени, который понадобился для образования нижнеархейских складчатых комплексов кратона.

Вторым членом рассматриваемого ряда являются протерозойско-нижнепалеозойские складчатые комплексы. Они обладают изометричной (1000×850 км) или линейной (2500×400 км) формой, блоковым строением и характеризуются изменением осадочных формаций в направлении снизу вверх от монотонных до резко дифференцированных. Нижние границы комплексов изучены слабо и условно принимаются как стратиграфические границы верхнего архея и нижнего протерозоя. Завершение формирования комплексов изменяется в широком интервале времени — от протерозоя до силура ($0,8 \cdot 10^9$ — $0,4 \cdot 10^9$ лет). Латеральные границы протерозойско-нижнепалеозойских комплексов с кратоном резкие, прямолинейные, совпадающие с крупными разломами. С выступами верхнеархейского основания геосинклинали они граничат или по разломам, или по линии налегания одного комплекса на другой.

Третьим членом ряда является средне-верхнепалеозойские складчатые комплексы, представляющие геологические тела линейной формы. Принадлежащие к этим же комплексам системы прогибов орогенного типа обладают прерывистым распространением. Нижние границы тел представлены поверхностями несогласного налегания. В пределах же геосинклинальных систем местами известны «спайки» (постепенные переходы) с нижележащими комплексами. Латеральные границы искривлены, извилисты и обусловлены налеганием осадочных формаций на подстилающие комплексы или разломами.

К четвертому члену ряда принадлежит мезозойский Забайкальско-Приморский складчатый комплекс, представляющий собой сочетание крупных линейных тел геосинклинальных систем и сравнительно небольших изолированных тел прогибов орогенного типа. В отличие от протерозойско-нижнепалеозойских и средне-верхнепалеозойских складчатых комплексов, линейные тела которых могут считаться эвгеосинклинальными, линейные тела мезозойского складчатого комплекса по своему составу и строению более близки к эпикратонным.

Для рассматриваемого ряда геоструктурных тел отмечаются однопорядковые объемы складчатых комплексов различных возрастов, а именно: 10^6 — 10^7 км³ (Pt—Pz), 2 — $3 \cdot 10^6$ км³ (Pz₂₋₃) и $5 \cdot 10^5$ км³ (Mz). Длительность же их формирования с течением времени резко уменьшается: $1,2$ — $1,3 \cdot 10^9$ млн. лет для первой группы, $0,2 \cdot 10^9$ млн. лет для второй и $0,1 \cdot 10^9$ млн. лет для третьей.

Форма тел ряда Южно-Сибирской геосинклинальной области, так же как форма тел ряда кратона, изменяется со временем от изометричной к линейной. Эти общие закономерности

сти, по-видимому, могут быть использованы для характеристики особенностей развития земной коры в пределах геосинклинальных областей юга Сибири.

Ряд Тихоокеанских геосинклинальных областей, соответствующий третьему крупному сектору земной коры, начинается со сложно построенных домезозойских складчатых комплексов основания, состав и возраст которых изучены недостаточно. В наиболее эродированных частях Корякской геосинклинальной области они охватывают верхний протерозой (?) (янданайская свита) и палеозой (от ордовика до перми) и отражают длительное развитие земной коры в условиях ее высокой подвижности. Состав палеозойских формаций указывает на их эвгеосинклинальную природу. Данных для оценки объемов комплексов, их формы и границ распространения нет. Можно только предполагать, что первоначальная площадь их развития в общих чертах соответствовала сумме площадей распространения вышележащих мезозойского и кайнозойского комплексов.

Первым отчетливо выделяющимся членом ряда являются мезозойские складчатые комплексы (Охотско-Анадырский и Корякский). Они обладают линейной формой, блоковым строением и характеризуются широким распространением вулканогенных формаций. Нижняя граница комплексов на участках, доступных для изучения, везде представлена поверхностью несогласного налегания на палеозойский складчатый комплекс. Латеральные границы с кратоном резкие, прямолинейные, но в значительной степени замаскированные наложенным комплексом вулканических поясов, в которые мезозойские складчатые комплексы переходят как в латеральном, так и в вертикальном направлениях. Строение, состав и возраст вулканических поясов меняется по простиранию, отражая историю глубинных разломов, отделяющих Тихоокеанский сегмент от кратона и Южно-Сибирской геосинклинальной области. По своему окраинному положению комплекс вулканических поясов сходен с перикратонным.

Следующий член ряда — кайнозойские складчатые комплексы (Камчатский и Сахалинский), представлены геологическими телами крупной линзовидной и линейной формы. Их латеральные границы скрыты под водами окраинных морей Тихого океана и могут быть намечены весьма условно. Доступна для изучения лишь северная латеральная граница Камчатского складчатого комплекса. Нижняя граница кайнозойских складчатых комплексов также не ясна и можно лишь предполагать их несогласное залегание на протерозойско(?) -палеозойских комплексах основания, обнажающихся в Срединно-Камчатском и Сахалинском массивах.

Как и для Южно-Сибирского ряда, в Тихоокеанском сегменте устанавливается одинаковый порядок объемов разновозрастных складчатых комплексов при резком уменьшении длительности их формирования в мезозое и кайнозое.

Различие Тихоокеанского и Южно-Сибирского сегментов отчетливо проявляется в характере гранитного магматизма. В пределах Тихоокеанского сегмента гранитоидные интрузии (габбро-диорит-гранодиоритовая формация и формация субвулканических субщелочных гранитов) тяготеют к его внешней зоне и представляют собой образования, тесно связанные с вулканическими поясами. Крупные батолитовые интрузии здесь отсутствуют. Напротив, в Южно-Сибирском сегменте гранитные батолитовые интрузии чрезвычайно широко распространены и представляют собой характерный элемент его строения. На отдельных участках, например Байкало-Витимском и Мало-Хингано-Ханкайском складчатых комплексах, гранитные батолитовые интрузии слагают не менее 70% их объема.

Рассматриваемые сегменты земной коры разграничены зонами длительно существовавших глубинных разломов. Так, Северо-Азиатский кратон сочленяется с Южно-Сибирской геосинклинальной областью по системе краевых швов, к которым приурочены интрузии верхнеархейских анортозитов, гипербазитовые и разнообразные габброидные интрузии нижнего и верхнего протерозоя и кембрия. Эта же граница подчеркивается широким длительно живущим от верхнего архея до мезозоя гранитоидным поясом, который выходит за пределы кратона, захватывая смежные участки геосинклинальной области. В составе пояса преобладают гранитоидные конкордантные интрузии и поля инъекционных гнейсов; меньше распространены гранитоидные батолитовые интрузии. К этой же зоне тяготеют интрузии субвулканических субщелочных гранитов протерозоя (ирельский и улканский комплексы), а также нижнего и среднего палеозоя.

Не менее отчетливо выражена граница между кратоном и Тихоокеанским сегментом земной коры. На всем протяжении от Южно-Чукотского остаточного массива до окраин Алданского щита она фиксируется системами глубинных разломов, с которыми связан Охотско-Чукотский вулканический пояс, сопровождающийся крупными интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации и формаций субвулканических субщелочных гранитов.

Забайкальско-Приморскую мезозойскую геосинклинальную систему в целом можно рассматривать как ответвление (виргацию) Тихоокеанской геосинклинальной области. Охотско-Чукотский вулканический пояс и сопровождающие его

интрузии гранитоидов глубоко вдаются здесь своими побочными ветвями в пределы Южно-Сибирской геосинклинальной области.

В мезозое в пределах кратона и Южно-Сибирского сегмента земной коры формируются новые системы геологических тел, представленные покровными комплексами областей молодых опусканий и комплексами внутриконтинентальных впадин. Их образование связано с развитием Центрально-Азиатского континентального свода (Косыгин и Лучицкий, 1960).

Из них Обско-Виллюйский покровный комплекс тяготеет к окраинным частям глыб кратона, распространяется на погруженные блоки протерозойско-палеозойских складчатых комплексов.

Комплексы молодых внутриконтинентальных впадин, к которым принадлежат Байкальский и Селенгино-Витимский, тяготеют к Южно-Сибирскому сегменту. Их образование связано с растрескиванием активно развивающихся в мезозойскую и кайнозойскую эры сводовых поднятий и дифференциальными движениями отдельных блоков земной коры. Таким образом, и в новейшие этапы тектонического развития Сибири и Дальнего Востока сохраняются особенности Северо-Азиатского, Южно-Сибирского и Тихоокеанского сегментов земной коры (Боголепов, 1962), оформившихся еще в глубоком докембрии.

Анализ пространственных соотношений и мощностей геологических тел, выделенных путем объемного тектонического районирования, позволяет оценить строение земной коры на глубину до 30—40 км, т. е. до границ «гранитного» и «базальтового», а местами и «подкорового» слоев, выделяемых по геофизическим данным.

Границы между геологическими телами, выделяемыми по структурным и формационным признакам, и условными телами, выделяемыми по физическим свойствам, не совпадают, и поэтому невозможно рассматривать тела одной категории как элементы или совокупности тел другой категории. Так, мощность архейских толщ (с учетом одной обнаженной части архея на Алданском щите) в пределах Сибирской платформы достигает 20—25 км. Если учесть мощность платформенного чехла, достигающую, например, в пределах Тунгусской синеклизы по геофизическим данным 6—8 км (Фотиади, Каратаев, 1963), то подошва архея должна быть опущена на глубину 26—33 км. В той же области поверхность Конрада залегает на глубине от 7 до 20—25 км и поверхность Мохоровичича на 25—42 км (Фотиади и Каратаев, 1963). Таким образом, обе геофизические границы занимают по отношению к цоколю кратона секущее положение, и корни архейского складчатого

комплекса, если исходить из его мощности, то уходят в мантию, то поднимаются выше поверхности Мохоровичича.

Подобное же соотношение между геофизическими и геологическими границами характерно и для областей распространения складчатых комплексов палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста. В их пределах «гранитный» и «базальтовый» слои не могут интерпретироваться, исходя из вещественного состава и мощности геологических тел. Поэтому постановка задачи о том, развиваются ли геологические тела, подобные ортогеосинклинальным складчатым комплексам, на «гранитном» или «базальтовом» слоях, неправомерна.

Вместе с тем намечается определенная связь между мощностью земной коры и градиентами ее изменения, с одной стороны, и геологическим строением — с другой. Резкие перепады мощности земной коры от 10 до 30 км и более, с чередованием участков континентального, субконтинентального и субокеанического типов, характеризуют выделяемый по геологическим данным Тихоокеанский сегмент. В его пределах изостатическое выравнивание отдельных блоков земной коры сопровождается развитием кайнозойского складчатого комплекса. Южно-Сибирский сегмент, характеризующийся проявлением активных геосинклинальных процессов в течение всего позднего докембрия и палеозоя, концентрацией громадных масс позднепалеозойских и мезозойских гранитных интрузий, интенсивными сводовыми поднятиями в мезозойскую и кайнозойскую эры, обладает наиболее мощной земной корой, корни которой уходят на глубину до 50 км и более. В этом сегменте наиболее утолщен «гранитный» слой. Его мощность в Прибайкалье и в Алтае-Саянской области в 1,5 и более раз превышает мощность «базальтового» слоя (Фотиади и Каратаев, 1963).

Пояса редких градиентов мощности земной коры и границы различных типов ее строения в ряде случаев совпадают с границами крупных геоструктурных областей и с системами крупнейших длительно живущих структурных швов. Так, особый тип строения земной коры отличает Урал и Енисейский кряж от прилегающих областей Русской и Сибирской платформ. Резким увеличением градиентов мощности земной коры характеризуются крупные структурные швы, ограничивающие кратон на юго-востоке.

Можно предполагать, что намечающиеся связи между современными физическими свойствами глубинных частей земной коры и древними структурными элементами проявляются главным образом через продолжающееся унаследованное развитие последних в современном тектоническом плане. И действительно, связь между строением земной коры и ее мощностью, по геофизическим данным и особенностям неоген-чет-

вертикальных структур, проявляется наиболее четко. Так, остаточные геосинклинальные прогибы, сохранившиеся от альпийского тектонического этапа (Черное море), характеризуются субокеаническим типом строения земной коры. Особый тип строения земной коры имеют и продолжающие развиваться геосинклинальные зоны Тихоокеанского пояса. На примере Сихотэ-Алиньской, Корякской и Камчатской складчатых систем, а также Южно-Сибирского подвижного пояса устанавливается прямое совпадение молодых (неоген-четвертичных) сводовых поднятий с зонами наибольшей глубины залегания поверхности Мохоровичича.

Таким образом, современные физические свойства земной коры, отражающие характер глубинных подкоровых процессов, имеют прямое выражение в неотектонических формах. Особенности же и пространственные соотношения этих форм, в свою очередь, обусловлены предшествующим геологическим развитием, в процессе которого сохраняются основные черты докембрийского тектонического плана.

ЛИТЕРАТУРА

Алексейчик С. М. Схема тектонического районирования Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 5.

Алексейчик С. М. Геологическое строение и газонефтеносность северной части Сахалина.— Тр. ВНИГРИ, 1959, вып. 135.

Алексейчик С. М., Кузина С. Н. и др. Стратиграфия третичных отложений Сахалина.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1951, т. XXIX, вып. 6.

Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей.— Матер. по регион. геологии Алтае-Саянской области. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, т. 58.

Аникеев Н. П., Драбкин И. Е. и др. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР.— Матер. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 11, 1957.

Антоновская Л. И., Кириченко Г. И. Докембрийский магматизм Енисейского кряжа.— Геологическое строение СССР, 2, Госгеолтехиздат, 1958.

Атласов И. П. Нижний протерозой Оленекского поднятия.— Геологическое строение СССР, 1, Госгеолтехиздат, 1958.

Атласов И. П. Тектоническая карта мезокайнозойских прогибов севера Сибирской платформы в м-бе 1 : 2 500 000 и методы ее составления.— Тектоника Сибири, т. I, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Беличенко В. Г., Чернов Ю. А., Журавлев И. Т. Стратиграфия нижнего кембрия Кыдымит-Заза-Холойского междуречья.— Геология и геофизика, 1960, № 6.

Белова М. Б., Васильев В. Г. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазосности Камчатки. М., Гостоптехиздат, 1961.

Белостоцкий П. Н., Зоненшайн Л. П. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIV, вып. 6, 1959.

Белоусов В. В. О путях развития геологической науки.— Советская геология, 1963, № 1.

Белый В. Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чанунского вулканического пояса.— Матер. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1961, № 15.

Белый В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадыра.— Матер. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1963, № 16.

Беляевский Н. А., Громов Ю. Я., Елисеева В. К., Путинцева В. К. Геология Приморского края. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1955.

Бобылев В. В. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и пермских отложений левобережья среднего течения р. Амура.— Советская геология, 1962, № 6.

Богданов Н. А. Строение зоны глубинных разломов южного склона хребтов Тукурингра и Джагды.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXV, вып. 2, 1960.

Богданов Н. А. Строение и история развития в палеозое западной части Колымского срединного массива и сопредельных структур Восточной Арктики. (Автореф. канд. дисс.) ГИН, 1962.

Богйдаева М. В., Матвеевко В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района.— Тр. ВНИИ-1, 1960, вып. 59.

Боголепов К. В. Краткая объяснительная записка к карте мезозойской и кайнозойской тектоники Сибири и Дальнего Востока.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Боголепов К. В. О тектонической природе фундамента северной части Западно-Сибирской низменности. Геология и геофизика, 1962, № 12.

Боголепов К. В. Опыт тектонического районирования и классификации основных послетриасовых структур Сибири и Дальнего Востока.— Геология и геофизика, 1963, № 4.

Боголепов К. В., Булыникова А. А. и др. Проект унифицированной и корреляционной стратиграфических схем мезозойских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Решения и труды межвед. совещ. по доработке и уточнению стратиграф. схем. Зап.-Сиб. низменности. Гостоптехиздат, Л., 1961.

Булина Л. В. Об использовании материалов аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения земной коры в пределах Сибирской платформы.— Советская геология, 1961, № 5.

Вакар В. А., Воронов П. С., Егизаров Б. Х. Таймырско-Североземельская складчатая область.— Геологическое строение СССР, 3, М., Госгеолтехиздат, 1958.

Вихерт А. В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающей территории. Изд-во АН СССР, 1960.

Власов Г. М. Магматизм Камчатки, Курильских островов и Сахалина.— Геологическое строение СССР, 2. Госгеолтехиздат, М., 1958.

Возин В. Ф. Стратиграфия мезозойских отложений р. Яны. Тр.— ЯФ СО АН СССР, 1962, сборник 15.

Волонтэй Г. М. К вопросу о строении мезозойского структурного яруса Тувы.— Тектоника Сибири, т. I, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Волонтэй Г. М. Основные типы развития крупных структур Тувинского межгорного прогиба.— Тектоника Сибири, т. II, Изд-во СО АН СССР, 1963.

Гавриков С. И. О тектоническом районировании бассейна верхнего течения р. Индигирки.— Тр. ВНИИ-1, Геология, 1958, вып. 38.

Гавриков С. И. О фазах и циклах тектогенеза Яно-Колымской геосинклинали, проявившихся в бассейне верхнего течения р. Индигирки.— Матер. по геологии и полезн. ископ. ЯАССР, вып. II, 1960.

Гельман М. Л. Триасовая диабазовая формация Анойской зоны (Чукотка).— Геология и геофизика, 1963, № 2.

Геологическое строение СССР, 1, 2, 3. Госгеолтехиздат, 1958.

Геологическое строение СССР, т. XXXVI, Читинская обл., ч. 1, Гостоптехиздат, 1961.

Городинский М. Е. Геологический очерк центральных районов Чукотки.— Матер. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16, 1963.

Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги.— Советская геология, 1960, № 10.

Гребенников Г. А. К вопросу о возрасте метаморфических толщ Селенянского кража.— Тезисы докл. на совещ. по разраб. стратигр. схем ЯАССР, 1961.

Громов Ю. Я. Тектоника и история формирования Уссури-Ханкайского срединного массива.— Советская геология, 1959, № 12.

Громов Ю. Я. Метаморфизованные эффузивы в протерозое Южного Приморья и их геологическое значение.— Советская геология, 1959а, № 11.

Громов Ю. Я. Некоторые особенности тектоники третичных осадочных толщ южной части Сихотэ-Алиня.— Тектоника Сибири, т. 1, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Гурари Ф. Г. Геология и нефтегазоносность мезозойских и кайнозойских отложений южной и центральной частей Западно-Сибирской низменности.— Автореф. докт. дисс., СО АН СССР, 1962.

Гусев Г. С. К вопросу о выделении гиперборейской платформы.— Геология и полезн. ископ. ЯАССР. Тр. ЯФ СО АН СССР, серия геол., 1962, № 14.

Дервиз Т. Л. Стратиграфия юрских отложений среднего течения рек Иртыша, Оби и Чулымо-Енисейской впадины.— Тр. ВНИГРИ, 1959, вып. 140.

Дзевановский Ю. К. Докембрийский магматизм Алданского щита.— Геологическое строение СССР, 2, Госгеолтехиздат, 1958.

Додин А. Л. Докембрийский магматизм Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау.— Геологическое строение СССР, 2, Госгеолтехиздат, 1958.

Дедеев В. А., Наливкин В. Д., Симоненко Т. Н., Соколов В. Н., Шаблинская Н. В. Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных.— Советская геология, 1962, № 7.

Егизаров Б. Х. Геологическое описание архипелага Северная Земля.— Тр. НИИГА, 1957, 81.

Егизаров Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья.— В кн. «Геология Корякского нагорья», М., ГНТИ, 1963.

Ермолаев М. М. Острова де-Лонга.— Геология СССР, 26, Госгеолтехиздат, 1947.

Ескин А. С., Беличенко В. Г. О палеозойских гранитах Баргузинского хребта.— Докл. АН СССР, 1958, 119, № 1.

Зимкин А. В. Геологическое строение северо-восточной Якутии.— Тр. ЯФ СО АН СССР, 1959, вып. 3.

Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения.— Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1957, т. 21.

Ицксон Г. В. Структурное районирование и история геологического развития Малого Хингана.— В кн. «История геологического развития и магматизм Малого Хингана». Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 55, 1961.

Казаков А. Н. О структуре мамской толщи.— Тр. ЛАГЕДа, 1960, вып. 11.

Кайгородцев Г. Г. О природе известняковых утесов в бассейне р. Ваеж.— Матер. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16, 1963.

Кайгородцев Г. Г. К тектонике территории бассейна р. Анадыря.— Матер. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 15, 1961.

Кайгородцев Г. Г. Офиолитовые формации хребта Пекульней.— Матер. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 15, 1961.

Карева Е. А. Верхний палеозой и нижний мезозой Восточного Урала и западной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. ВНИГРИ, 1959, вып. 140.

Кац Я. Г., Красильников Б. Н. О соотношении мезозойских и палеозойских структур в северной части Минусинского межгорного проги-

ба и прилежащей части Западно-Сибирской плиты.—Тектоника Сибири, т. I, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.—Геология и геофизика, 1962, № 10.

Кириченко Г. И., Додин А. Л. Енисейско-Восточно-Саянская складчатая область.—Геологическое строение СССР, 3. Госгеолтехиздат, 1958.

Кириченко Г. И. Тектоника Енисейского кряжа.—Геология СССР, т. XV, ч. I. Красноярский край. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Косыгин Ю. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Азии и пути их изучения.—Геология и геофизика, 1960, № 4.

Косыгин Ю. А. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии.—Геология и геофизика, 1961, № 1.

Косыгин Ю. А. Развитие Сибирской платформы в докембрии.—Геология и геофизика, 1962, № 7.

Косыгин Ю. А. и др. Карта докембрийской тектоники Сибири масштаба 1 : 5 000 000.—Объяснительная записка. Новосибирск, 1962. Изд-во СО АН СССР.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К. и др. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии.—Геология и геофизика, 1962, № 10.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничения древних платформ.—Геология и геофизика, 1961, № 10.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии.—Тектоника Сибири, т. I, Изд-во СО АН СССР, 1961.

Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири.—Тр. ИГН СССР, 1945, вып. 61, петрограф. серия, № 21.

Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья.—Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 29, петрограф. серия, № 10.

Красильников Б. Н., Волонтэй Г. М. Основные принципы тектонической классификации орогенных впадин и прогибов восточной части Саяно-Алтайской области.—Тектоника Сибири, т. II, Изд-во СО АН СССР, 1963.

Красильников Б. Н., Моссаковский А. А. Складки облекания северной части Минусинской котловины и связь их с каледонскими структурами.—Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII, вып. 2, 1958.

Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья.—Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, вып. 34.

Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области.—Матер. ВСЕГЕИ, новая серия, 1960₂, вып. 37.

Криволицкий В. Н., Органова Н. М., Петраченко Е. Д. Развитие Лаолин-Гродековского геосинклинального прогиба.—Матер. I Всес. конф. по геол. и металлог. Тихоокеан. рудного пояса, вып. 1, Владивосток, 1960.

Крылов И. Н. Гранитоиды Саянского комплекса Гутаро-Агульского района.—Тр. ЛАГЕДА, 1960, вып. 11.

Кузнецов В. А. и др. Горный Алтай (путеводитель экскурсии III Всесоюзного петрографического совещания).

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Гос. науч.-техн. изд-во «Геология и охр. недр», М., 1963.

Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.—Геология и геофизика, 1962, № 10.

Кузнецов Ю. А. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии.—Геология и геофизика, 1963, № 5.

Кутейников Е. С., Натапов Л. М. Новые данные о тектоническом строении северо-восточной окраины Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1963, 149, № 6.

Ларин Н. И. К тектонике и металлоносности Яно-Колымской складчатой области.— Матер. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 9, 1955.

Лобанов М. Ф. Геологическое строение Новосибирских островов.— Тр. НИИГА, 1957, т. 81.

Лови Б. И. Интрузивные комплексы Малого Хингана.— В кн. «История геологического развития и магматизм Малого Хингана». Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, т. 55.

Максимова З. А. и Органова Н. М. Первая находка остатков девонской фауны в Западном Приморье.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 3.

Марков М. Г., О статье Л. В. Эйриша «Новые данные по геологии докембрия и палеозоя юга Малого Хингана».— Советская геология, 1962, № 3.

Марков Ф. Г., Равич М. Г., Вакар В. А. Геологическое строение Таймырского полуострова.— Тр. НИИГА, 1957, 81.

Матвеев В. Т. Доклад об эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Госгеолгиздат, 1961.

Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», 1958, вып. 1, Изд-во АН СССР.

Миклуха-Маклай А. Д., Ершов Ю. И. Об установлении верхнепермских морских отложений в Корякском хребте.— Науч. докл. Высшей школы, 1959, № 2.

Михно Н. П. Мезозойский магматизм южной части Западного Забайкалья.— Матер. по геологии и полезн. ископ. Бурятской АССР, вып. VII, 1961.

Мокшанцев К. Б., Рожков И. С. Основные черты тектонического строения Якутской АССР.— Геол. и полезн. ископ. ЯАССР. Тр. ЯФ СО АН СССР, серия геол., 1962, сб. 14.

Мокшанцев К. Б. и Черский Н. В. Основные черты геологического строения и перспективы нефтегазоносности Восточной Якутии. Якутск, 1961.

Моссаковский А. А. К тектонике Кузнецкого Алатау.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 12.

Моссаковский А. А. Тектоника Батеневского кряжа Кузнецкого Алатау.— Советская геология, 1961, № 9.

Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. (Автореф. канд. дисс.). М., 1962.

Мошкин В. Н. Стратиграфия докембрия хребтов Станового и Джугджура.— Геологическое строение СССР, 3, Госгеолтехиздат, 1958.

Мошкин В. Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура. Докембрий Восточных районов СССР.— Тр. ВСЕГЕИ, серия геологическая, 1961, т. 59.

Музылев С. А., Ицксон М. И. и др. Геологическое строение и вопросы металлогении Малого Хингана.— Матер. I Всес. конф. по геол. и металлог. Тихоокеан. рудного пояса, вып. 2, Владивосток, 1960.

Муратов М. В., Славин В. Н. Краткий геологический очерк Калбы.— Очерки по геологии Сибири, 1953, вып. 16, Изд-во АН СССР.

Нагибина М. С. Формация и тектоника мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса.— Тектоника Сибири, т. 1, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Некрасов И. Я. Некоторые вопросы петрографии докембрийской магмы Селенняхского кряжа на Северо-Востоке Якутии.— Матер. по геологии и полезн. ископ. ЯАССР, вып. 2, 1960.

Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— Тр. ЯФ СО АН СССР, серия геол., вып. 12, Изд-во АН СССР, 1962.

Некрасов И. Я., Рожков И. С. Особенности магматизма северо-восточной части Якутии. XXI сессия МГК. Докл. сов. геологов. Пробл. 13. Изд-во АН СССР, 1960.

Ненашев Н. И. Новые данные о возрасте изверженных пород западной части Верхояно-Колымской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 3.

Огай В. Ф. О тектонике юго-западной части Зырянской впадины.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 5.

Огай В. Ф. Сравнительный формационный анализ позднемезозойских отложений северной части Предверхоянского краевого прогиба и Зырянской наложенной впадины.— Тр. Якутского филиала СО АН СССР, серия геол., вып. 14, 1962.

Органова Н. М. К вопросу о стратиграфии осадочных отложений и проявлениях магматизма на п-ове Трудном (Приморский край).— Сообщ. ДВФ СО АН СССР, вып. 10, 1959.

Органова Н. М. Девонские отложения Западного Приморья.— Советская геология, 1961, № 7.

Органова Н. М. Основные черты стратиграфии и палеогеографии верхнепалеозойских отложений Лаоелин-Гродековской складчатой области.— Геология и геофизика, 1961, № 12.

Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. XXI сессия МГК. Докл. сов. геологов. Пробл. 8. Изд-во АН СССР, 1960.

Падалка Г. Л. Магматизм, стратиграфия и полезные ископаемые Бурятии.— Тр. БКНИИ, вып. 9, серия геол., 1962.

Панов В. В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Приверхоянского передового прогиба. (Автореф. канд. дисс.) Новосибирск, 1960.

Пепеляев Б. В., Терехов М. И. Стратиграфия и элементы тектоники Алазейского плоскогорья.— Матер. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16, 1963.

Петрусевич М. Н. и Казик Л. П. Объяснительная записка к геологической карте СССР. ГНТИ, М., 1957.

Пискунов Ф. А. Новые данные о возрасте пород бассейна р. Сучана, относившихся ранее к докембрию.— Информ. сборник Приморск. геол. упр., 1960, № 1, Владивосток.

Погребницкий Ю. Е., Захаров В. В. Государственная геологическая карта СССР. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1961.

Погребницкий Ю. Е., Черепанова В. А., Захаров В. В. Государственная геологическая карта СССР. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1962.

Полевая Н. П., Тихомиров Н. И. Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным.— Матер. по петрол. гранитоидов Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.

Постельников Е. С., Пущаровский Ю. М. О тектоническом строении Приколымского подъятия. Булл. МОИП, т. XXXIV, вып. 6, 1959.

Питула Ю. А., Нагаева З. К., Фролов Б. М., Трунов В. П., Бескровная О. В. Геологическое строение и перспективы

нефтеносности Ангаро-Ленской зоны линейных складок. Гостоптехиздат, 1962.

Проводников Л. Я. Схемы структурных элементов, вещественного состава и рельефа фундамента Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным.— Изв. Вост. фил. АН СССР, 1957, № 6.

Проводников Л. Я. Рельеф складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности.— Геология и геофизика, 1960, № 11.

Путинцев В. К., Громов Ю. Я., Эйриш Л. В. Геология докембрия юга Дальнего Востока СССР и прилегающих территорий.— Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, т. 59.

Пушаровский Ю. М. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 5.

Пушаровский Ю. М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии.— Тектоника СССР, 5, Изд-во АН СССР, 1960.

Рябкин М. И. Докембрийский магматизм Анабарского кристаллического массива.— Геологическое строение СССР, 2, Госгеолтехиздат, 1958.

Равич М. Г. Средне- и верхнепалеозойский магматизм Таймыра.— Геологическое строение СССР, 2, Госгеолтехиздат, 1958.

Равич М. Г. Мезозойский магматизм Таймыра.— Геологическое строение СССР, 2, Госгеолтехиздат, 1958.

Резанов И. А. и Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. Изд-во АН СССР, М., 1962. Решение совещания по проблемам тектоники. Советская геология, 1963, № 5.

Ростовцев Н. Н. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Госгеолтехиздат, 1958.

Руб М. Ч. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности.— Тр. ИГЕМ, 1960, вып. 33.

Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии. Изд-во АН СССР, 1963.

Русаков И. М., Егизаров Б. Х. Стратиграфия докембрийских и палеозойских отложений восточной части Корякского хребта.— Тр. НИИГА, 1958, 85.

Русаков И. М., Трухелев А. И. Находки триасовой фауны в восточной части Корякского хребта и их значение.— Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 2.

Савельев А. А. Протерозой и кембрий центральной части Восточного Саяна.— Автореф. канд. дисс. Л., 1961.

Сагалуев Д. Д. Щелочные породы Боргойского хребта.— Матер. совещ. по расчленению гранитоидов Забайкалья, Улан-Удэ, 1960.

Садовский А. И. Формации Нижне-Ануйской впадины и история ее развития.— Матер. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 15, 1961.

Садовский А. М. Новые данные по стратиграфии и тектонике мезозойских отложений нижнего течения р. Колыма.— Геология и геофизика, 1962, № 8.

Сакс В. Н., Ронкина З. З. Палеогеография Хатангской впадины и прилегающих территорий на протяжении юрского и мелового периодов.— Тр. НИИГА, 1958, 85, вып. 9.

Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З., Аглонова Э. Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины.— Тр. НИИГА, 1959, т. 99.

Салоп Л. И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной области. Госгеолтехиздат, 1954.

Салоп Л. И. Докембрий Байкальской области.— Геологическое строение СССР, 1. Госгеолтехиздат, 1958.

Салоп Л. И. Магматизм Байкальской горной области.— Геологическое строение СССР, 2, Госгеолтехиздат, 1958₂.

Салоп Л. И. Байкальская складчатая область.— Геологическое строение СССР, 3, Госгеолтехиздат, 1958.

Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Снятков Л. А. Тектоническая карта СВ СССР м-ба 1 : 5 000 000. 1959.

Снятков Б. А. Основные черты структуры северной части Верхоянского мегаантиклинория.— Матер. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 13, 1958.

Соболевская В. Н. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит.— Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.

Соловьев В. А. О генетической связи кайнозойских и мезозойских впадин Прибайкалья с разновозрастными системами разломов.— Геология и геофизика, 1963, № 4.

Соловьев О. Н. О генетической связи кайнозойских и мезозойских впадин Прибайкалья с разновозрастными системами разломов.— Геология и геофизика, 1963, № 4.

Соловьев О. Н. Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги.— Прикладная геофизика, 1961, вып. 29.

Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. Изд-во АН Латв. ССР, 1958.

Старченко В. В. Состояние изученности гранитоидов Читинской области.— Матер. совещ. по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960.

Сулоев А. И., Тимофеев В. Н. и др. Геологическое строение, магматизм и история развития северо-восточной части Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива. Госгеолтехиздат, 1962.

Сурков В. С. Тектоника юго-восточной части Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным.— Тектоника Сибири, т. I, Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Сягаев Н. А. Сравнительная тектоника мезозойских прогибов севера Центральной Сибири. Изд. МГУ, 1962.

Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья. Магадан, 1962.

Тихомиров Н. И. Интрузивные комплексы Забайкалья и тектонические условия их образования.— Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, 85.

Тучков И. И. Стратиграфия верхнетриасовых, юрских, нижнемеловых отложений и перспективы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, 1962.

Фирсов Л. В. О мезозойском магматизме Северо-Востока СССР в свете определений абсолютного возраста.— Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка, 1960, № 10.

Фирсов Л. В. О позднемезозойских магматических фазах СВ СССР.— Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 6.

Фотиади Э. Э. Основные черты тектонического строения Сибири в свете данных региональных геологических и геофизических работ.— Геология и геофизика, 1963, № 10.

Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— Геология и геофизика, 1963, № 10.

Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли.— Природа, 1950, № 9.

Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркутск. ун-та, 1951, 5, вып. 2.

Х о д а к Ю. А. Структура и металлогения древних толщ сопредельных территорий Советского Дальнего Востока и Китая.— Матер. I Всес. конф. по геологии и металлог. Тихоокеан. рудного пояса, Владивосток, 1960.

Х о д а к Ю. А. О последовательности и возрасте древних толщ сопредельных территорий Советского Союза и Северного Китая.— Советская геология, 1961, № 12.

Х р е н о в П. М. Каледонские магматические породы Саяно-Байкальской горной области и проблемы их металлогении. В кн. «Проблемы тектоники». Госгеолтехиздат, 1961.

Ш а п о ш н и к о в К. К. Тектоническое строение комплекса платформы по геофизическим данным.— Геол. и полезн. ископ. ЯАССР.— Тр. ЯФ СО АН СССР, серия геол., 1962, сб. 14.

Ш а п о ш н и к о в К. К., Ш а п о ш н и к о в а К. И. Некоторые вопросы тектонического районирования Северо-Восточной Якутии по геофизическим данным.— Геология и геофизика, 1961, № 3.

Ш а п о ш н и к о в а К. И. О границе Охотского массива.— Тр. ЯФ СО АН СССР, серия геол., 1962, сб. 14.

Ш е н к м а н Я. Д. Докембрийские интрузии нагорья Сангилен.— Геология и геофизика, 1962, № 1.

Ш о б о г о р о в П. Ч. Новая находка кембрийской фауны в метаморфической серии Байкальской горной области.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 3.

Э й р и ш Л. В. Новые данные по геологии докембрия и палеозоя юга Малого Хингана.— Советская геология, 1960, № 3.

УКАЗАТЕЛЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

- Абаканский прогиб 69
Агардаг-Эрзинский глубинный разлом 46
Агинский выступ 55
Адычанское геосинклинальное поднятие 26, 30, 31, 33, 34
Алазейское поднятие 99—101
Алганский синклиорий 83, 88—90
Алдано-Олекмо-Тимптонская впадина 107
Алданский краевой шов 15, 16
Алданский массив 30
Алданский щит 13—17, 22, 97, 107, 120
Алейское поднятие 60, 64, 65
Алейско-Курчумская геосинклиналь 59, 62, 63
Александровский вал 103
Алтае-Саянская складчатая область 104
Алтае-Саянский складчатый комплекс 9, 44, 45, 48, 58, 98
Алы-Юряхское поднятие 99
Алярмаутское геосинклинальное поднятие 26, 36, 37
Амалатская глыба 13
Амгинская впадина 107
Амгуно-Горинский геосинклинальный прогиб 77, 78
Амуру-Уссурийский складчатый комплекс 9, 70
Анабарский выступ 13—15
А. поднятие 97, 98
Анадырская впадина 111
А. структурный шов 35, 38, 84, 112
Ануиско-Тувинская система прогибов 59, 65
Ануиско-Чуйский прогиб 58—61, 65
Ануиско-Чукотская геосинклинальная система 27, 33, 110
А.-Ч. прогиб 25
А. Ч. складчатый комплекс 9, 25, 26, 35, 36, 38
Аргатасская зона глубинных разломов 31
Аргинская ступень 103
Аргунский выступ 55
Арзыбейская глыба 43
Армано-Вилигинский геосинклинальный прогиб 26, 29, 30, 33, 34, 84, 85
Аян-Юряхское геосинклинальное поднятие 26, 30, 31, 33, 34
Аяхтинская внешняя зона Енисейского перикратонного опускания 22
Байкало-Витимский складчатый комплекс 9, 50, 98, 120
Байкальская глыба 13, 51
Б. комплекс молодых внутриконтинентальных впадин 12, 121
Барагашский прогиб 66
Баргузино-Икатская сланцевая геосинклиналь 52
Баргузинская впадина 105
Б. прогиб 53
Белогорский прогиб 108
Бельско-Китойская глыба 43
Бикинская впадина 108
Билинская геосинклиналь 45, 47, 67
Бирюсинская глыба 17
Б. складчатый комплекс 8, 16, 17
Бийско-Барнаульская впадина 66
Бодайбинский синклиорий 21
Боксон-Сархойский прогиб 45, 47
Большеюганский разлом 103
Борзинский прогиб 75
Буготакское поднятие 60, 63, 64
Буготакско-Митрофановская геосинклиналь 59, 62—64, 65
Бугульдейское поднятие 23

- Буреинско-Ханкайский массив 42, 43, 55, 57, 58, 70, 72, 73, 78, 109, 110
 Бурмакинская ветвь Центрально-го синклиория 23
 Буондино-Балыгычанское геоантиклинальное поднятие 26, 30, 33, 34
 Ваежское антиклинальное поднятие 83, 90
 Верхне-Амурская сланцевая геосинклиналь 70, 73, 76
 В.-Бердская впадина 66
 Верхнекиренгское поднятие 23
 Верхояно-Колымский складчатый комплекс 98
 В.-Чукотская эпикратонная геосинклинальная область 14
 Верхоянский антиклинорий 25, 27, 30
 Вилюйская синеклиза 14, 98
 В. авлакоген 20
 Восточно-Азиатский вулканический пояс 33, 35, 38, 86
 В.-Забайкальская сланцевая геосинклиналь 70, 73
 В.-Забайкальский прогиб 79
 В.-Камчатская впадина 94
 В.-К. геосинклинальный прогиб 93, 94
 В.-К. поднятие 94
 В.-Пекульнейская система глубинных разломов 84, 86—89
 В.-Сахалинский антиклинорий 92, 93
 В.-Саянский краевой шов 44, 45, 58
 В.-Сихотэ-Алиньский глубинный разлом 114
 Галамский прогиб 74
 Гарганско-Хараталогойская геоантиклиналь 45, 47
 Гарганская глыба 13, 44, 47
 Главный Сихотэ-Алиньский синклиорий 114
 Голоустенский прогиб 23
 Гонамская впадина 107
 Горловско-Зарубинский геосинклинальный прогиб 59, 62, 64, 65
 Горно-Алтайская сланцевая геосинклиналь 49
 Гуранский прогиб 74
 Дальневосточный покровный комплекс 12, 108
 Дарпирская (Чималгано-Чибого-лахская) зона глубинных разломов 31
 Д. структурный шов 111
 Даубихинская впадина 109
 Дербинская геоантиклиналь 45, 67
 Джидинская сланцевая геосинклиналь 54
 Дорбинский прогиб 74
 Ельцовский прогиб 64
 Енисейское перикратонное опускание 20, 22, 23, 98
 Забайкальско-Приморский складчатый комплекс 9, 76, 93
 Залесовская впадина 66
 Запаточно-Камчатский геосинклинальный прогиб 95
 З.-Сахалинский антиклинорий 92
 З.-Саянская сланцевая геосинклиналь 49
 З.-Сибирская плита 101—103
 З.-Сихотэ-Алиньский структурный шов 72, 114
 З.-Таймырская впадина 40
 З.-Таннуольская структурно-фациальная зона 67, 69, 70
 Зее-Буреинская впадина 108
 Ильчирский глубинный разлом 47
 Индигино-Селенняхский складчатый комплекс 8, 17, 19
 Инская впадина 105
 Иньяли-Дебинский геосинклинальный прогиб 26, 29, 30, 31—33
 И.-Д. синклиорий 25, 34
 Иркинеевский авлакоген 22
 И. антиклинорий 22
 Иркутская впадина 105
 Иртышская зона смятия 45, 63, 65
 Иртышско-Минусинский складчатый комплекс 9, 58, 59, 98
 Кабаргинский синклиорий 58
 Кайтасская впадина 105
 Каларская впадина 107
 Калбинский сланцевый прогиб 59, 62, 63, 65
 Камчатская геосинклиналь 88, 111
 К. складчатый комплекс 9, 89, 90, 93, 95, 119
 Кандатский разлом 45
 Канская глыба 17
 Канско-Тасеевская впадина 105
 Кара-Бирюкское поднятие 63
 Каракольская синклиналь 66
 Карская глыба 13, 18, 19
 Катунская геоантиклиналь 50
 Катунская геоантиклиналь 50

- Кизирский разлом 45
 Киселевская впадина 68
 Кольмо-Омолонский остаточный массив 24, 27, 31, 38, 84, 98, 101
 Кольмский пояс гранитных интрузий 25
 Кокпекринский геосинклинальный прогиб 59, 62, 64, 65
 Колтогорско-Уренгойский прогиб 103
 Кольванская ступень 103
 Кольвань-Томская складчатая зона 64
 Кольмо-Омолонский массив 14, 19, 25, 27—29, 31, 32, 35, 36, 84, 101, 111—113
 К.-О. покровный комплекс 11, 29, 37, 98, 99
 Колючинско-Мечимгенский геосинклинальный прогиб 36, 37
 Конинский прогиб 75
 Коргонский прогиб 59, 60, 65
 Коркодонское поднятие 99
 Корякская геосинклиналь 88
 К. складчатая система 110, 111
 К. гипербазитовый пояс 84
 К. складчатый комплекс 9, 87—90, 110, 119
 Кузнецкий прогиб 59, 105
 Кузнецко-Алатауская зеленокаменная геосинклиналь 49
 Курильская островная дуга 95
 К. грабен 95
 Курчумское поднятие 64, 65
 Кухтуйский блок 15
 Кюбюминская ветвь Лено-Индигирского прогиба 33

 Лаоелин-Гродековская сланцевая геосинклиналь 70—72
 Лебедской прогиб 50
 Лебяжинско-Удере́йская внутренняя зона Енисейского перикратонного опускания 22
 Лено-Анабарский прогиб 26
 Л.-Вилуйский прогиб 101—103
 Л.-Енисейский прогиб 101—103
 К.-Индигирский геосинклинальный прогиб 25, 26, 30, 33
 Лермонтовский прогиб 108
 Ляховского острова краевое поднятие 27
 Магдасская антиклиналь 43
 Маймакано-Батомгское поднятие 16
 М.-Оленекский складчатый комплекс 8, 16, 17

 Майнская система глубинных разломов 84, 86—89
 Мало-Ануйский геосинклинальный прогиб 26, 36, 37
 М.-Хингано-Ханкайский складчатый комплекс 9, 57, 120
 Малохинганский синклинорий 57
 Мальцевская впадина 105
 Мамский синклинорий 21
 Мамско-Бодайбинская внешняя зона Патомского перикратонного опускания 21
 Манракское поднятие 63, 64
 Манский прогиб 45, 47
 Маслянская впадина 66
 Маркаульский прогиб 64
 Минусинская андезито-карбонатная геосинклиналь 48
 Минусинский прогиб 58, 59, 61, 69
 Митрофановское поднятие 63, 64
 Михайловско-Ровненское валообразное поднятие 108
 Моланжинское поднятие 99
 Момо-Зырянский наложенный прогиб 27, 31, 35, 38, 101
 Момский прогиб 28
 Монголо-Охотская геосинклинальная система 50, 70, 72, 75
 М.-О. внутриматериковый пояс 112
 М.-О. геосинклинальный прогиб 111
 М.-О. глубинный разлом 50, 70, 73
 М.-О. складчатый комплекс 9, 55
 Муйская зеленокаменная геосинклиналь 52
 Мургальский антиклинорий 85, 86, 87

 Назаровская впадина 68, 105
 Нечерский антиклинорий 21
 Нижне-Амурская впадина 109
 Н.-Бикинская впадина 109
 Никольская ступень 103
 Ниманский прогиб 74
 Ново-Васюганский вал 103
 Новосибирский сланцевый прогиб 59, 62, 63
 Норский прогиб 74
 Нур-Урмийская геосинклиналь 70
 Обско-Вилуйский покровный комплекс 11, 101, 113, 121
 Обь-Зайсанская геосинклинальная система 58, 59, 61, 62, 105
 Окинская зеленокаменная геосинклиналь 49
 Олекминский складчатый комплекс 8, 16

- Оленекско-Далдынское поднятие 16, 17
- Оленекское поднятие 97, 98
- Олойский прогиб 27, 38, 101
- Олойско-Березовская система глубинных разломов 38
- Ольдойский прогиб 79
- Олюторовский прогиб 88, 90
- Омолонская глыба 99, 101
- О. массив 14, 34, 100
- О. поднятие 99
- Омская впадина 102, 103
- Омский разлом 103
- Омсуханский приразломный прогиб 34
- О. разлом 34
- О. структурный шов 32
- Оротский грабен 17, 18
- Ордынское поднятие 63, 64
- Оротуканский горст 34
- Охотская гипотетическая платформа 91
- О. массив 14, 15, 29, 30, 33, 34, 112
- О. остаточный массив 24, 25, 27
- Охотско-Анадырская ортогеосинклиналь 24, 27, 29, 112, 113
- О.-А складчатая система 110, 111
- О.-А. складчатый комплекс 9, 33, 35, 84, 86, 89, 90, 101, 110, 113, 119
- О.-Чукотский осадочно-вулканогенный комплекс 12, 112—114
- О.-Ч. вулканический пояс 120
- Парапольский прогиб 88, 90
- Патомское перикратонное опускание 20—23, 50
- Пекульнейский антиклинорий 85—88, 90
- Пекульнейско-Майнский структурный шов 87
- Пенжинский прогиб 85—86, 111
- П. синклинорий 85
- Пикасваям-Хатырский блок 84
- Пихтовский прогиб 103
- Полоусненский прогиб 26, 28, 29, 32, 33, 99
- П. синклинорий 33
- П. структурный шов 111
- Право-Момская антиклиналь 35
- Предверхоярский краевой прогиб 30
- Приаргинская ступень 68, 103, 104
- Приаргунская сланцевая геосинклиналь 55, 56
- Прибайкальское перикратонное опускание 23, 50
- Приенсейская ступень 103, 104
- Прикольмский антиклинорий 32
- Прикольмский внутриматериковый пояс 111
- П. поперечный прогиб 14, 26—28, 32, 99
- Приленская внутренняя зона Патомского перикратонного опускания 21
- Приомолонский прогиб 32
- Присалаирский прогиб 59
- Присаянский складчатый комплекс 8, 17
- Притаймырский прогиб 103
- Рарыткинский антиклинорий 88—90
- Раучуанский наложенный прогиб 27, 38
- Рудно-Алтайский периферический геосинклинальный прогиб 59, 62, 64—66
- Рыбинская впадина 58, 104, 105
- Р. прогиб 59
- Саган-Сарский прогиб 47
- Салаирская сланцевая геосинклиналь 49
- Сангиленская геоантиклиналь 45, 46, 67
- Сартагский синклинорий 30, 34
- Сахалинский массив 119
- С. складчатый комплекс 9, 91, 92, 119
- Саяно-Партизанская впадина 105
- Северной Земли сводово-глыбовые поднятия 102
- Северо-Азиатский кратон 13, 115, 120
- Северо-Восточная зона смятия Алтая 66
- С.-Восточный комплекс отложений внутриконтинентальных впадин 110
- С.-Земельский складчатый комплекс 25, 40
- С.-Муйская глыба 13, 51
- С.-Полоусненский синклинорий 32
- С.-Чукотский массив 14, 24, 25, 37
- С.-Ч. остаточный массив 35
- Селенгино-Витимский комплекс молодых внутриконтинентальных впадин 12, 121
- Селенгино-Удская система прогибов 79
- Селенгинский прогиб 77, 79
- Селенняхский блок 19
- Серлигхемская впадина 105

- Сетте-Дабанское краевое поднятие 27
- С.-Д. антиклинорий 31
- Сибирская платформа 13, 20, 27—29, 30, 37, 39, 104, 105
- Синошенское поднятие 64, 65
- Сисимо-Кызырская зеленокаменная геосинклиналь 49
- Сихотэ-Алиньская геосинклинальная система 76—78
- С.-А. геосинклинальный прогиб 112
- С.-А. осадочно-вулканогенный комплекс 12, 91 113, 114
- Соловяхинский прогиб 66
- Соктаканский прогиб 79
- Срединно-Камчатское геоантиклинальное поднятие 93
- С.-К. массив 119
- Средне-Амурская впадина 108, 109
- Становой складчатый комплекс 16, 42, 107
- Старо-Солдатский вал 103
- Суйфунский прогиб 79
- Сунтарское поднятие 13
- Супутинская впадина 109
- Сухопитский антиклинорий 23
- Сучанский прогиб 78
- Сыды-Ербинская впадина 68
- Таймырские сводово-глыбовые структуры 102
- Т. складчатый комплекс 8, 17, 18, 19
- Талицкий блок 65
- Таловско-Майнский антиклинорий 83, 85, 86, 87
- Т.-М. гипербазитовый пояс 84
- Танья-Нурский горст 34
- Танюерская впадина 90
- Тарейское поперечное поднятие 40
- Татарский (Центральный) антиклинорий 23
- Тауйско-Ямский антиклинорий 85
- Т.-Я. геоантиклинальное поднятие 27, 33
- Тарско-Муромцевский прогиб 103
- Тегульдетская впадина 68, 102
- Тепторгинский антиклинорий 21
- Тетюхинская антклинальная зона 114
- Т. миогеосинклиналь 77
- Тихоокеанский вулканический пояс 111, 112
- Т. сегмент земной коры 93
- Тоджинская андезито-карбонатная геосинклиналь 48
- Т. структурно-фациальная зона 67, 68
- Токкинская впадина 107
- Тувино-Монгольский геоантиклинальный массив 46
- Тувинский прогиб 59, 67
- Тукурингра-Джагдинская геоантиклиналь 55, 57, 72
- Т.-Д. сланцевая геосинклиналь 55, 56
- Т.-Д. выступ 55
- Тунгусская синеклиза 13, 97, 98, 121
- Тункинская впадина 105
- Туранская плита 102
- Тургайский прогиб 102
- Туруханское перикратонное опускание 23
- Тымская впадина 102
- Угловская впадина 109
- Удоканский молассовый прогиб 22
- Удско-Шантарская сланцевая геосинклиналь 70, 73, 75, 76
- Уймено-Лебедской прогиб 60, 69, 70
- Улаханская зона глубинного разлома 31
- Улекень-Каройская впадина 105
- Улугхемский прогиб 105
- Улькан-Ирельский прогиб 23
- Ульминский синклиний 57
- Уляганская впадина 101
- Унгура-Ленский прогиб 23
- Уральские сводово-глыбовые структуры 102
- Урикско-Ийский грабен 17, 18
- Урмийский прогиб 74
- Уссурийская геосинклинальная система 70, 72
- Усури-Ханкайская впадина 110
- Уюкско-Улугуйская структурно-фациальная зона 67
- Уяндинская впадина 111
- Хамар-Дабанская геоантиклиналь 51
- Ханкайская впадина 108
- Х. геоантиклиналь 70
- Ханты-Мансийская впадина 103
- Харальская зеленокаменная геосинклиналь 49
- Хасанская впадина 109
- Хатагская впадина 103
- Хатырский (Корякский) антиклинорий 84, 88, 90
- Х. складчатый комплекс 9, 82, 84
- Х. антиклинальное поднятие 83
- Хемчикско-Систигхемский прогиб 50
- Хилкотойско-Асинский антиклинорий 74

- Холбинский глубинный разлом 47
Хонголдойская глыба 43
Хорольско-Гайворонский вал 110
Хромско-Новосибирский остаточный массив 24, 27, 31, 32
- Центрально-Азиатский континентальный свод 102, 121
Ц.-Камчатская впадина 94, 95
Ц.-К. складчатый комплекс 9, 82, 83
Ц.-К. геантиклинальное поднятие 93, 94, 95
Ц.-Сахалинский синклинорий 92
Ц.-Сибирский покровный комплекс 11, 97, 98, 99, 116, 117
Ц.-Сихотэ-Алиньская геантиклиналь 70, 72, 77, 78
Ц.-Таймырская впадина 40
Ц.-Тувинская андезито-карбонатная геосинклиналь 48
Ц.-Т. структурно-фациальная зона 67—69
Центральный синклинорий Енисейского перикратонного опускания 23
- Чай-Юринская зона глубинных разломов 31
Чарская глыба 16
Чарское поднятие 61
Чарско-Манракская геантиклиналь 59, 60, 62—65
Чарыско-Теректинский блок 65
Чатырхойский прогиб 45, 47
Чаунский геосинклинальный прогиб 25, 26, 36, 37
Чебановс-Балахтинская впадина 68, 105
Чергиленский синклинорий 57
Черниговский синклинорий 58
Черского хребта антиклинорий 31
Чибагалахский геосинклинальный прогиб 28
Чибагалахский синклинорий 28
Чингизско-Тарбагатайское складчатое сооружение 65
Чиронский прогиб 75
Чугинская впадина 107
Чуйский антиклинорий 21
Чукотский массив 15
Чульманская впадина 107
Чумышко-Непинская впадина 105
Чумовитинская впадина 105
- Шапшальская геосинклиналь 49
Шарыжалгайский выступ 13—15, 18, 23
- Шилкинский выступ 55
Шумацкая глыба 43
Шутхулайская глыба 43, 47, 49
- Ыльмахская впадина 107
- Эге-Хайская зона пологих дислокаций 26, 37
Эльбейский горст-антиклинорий 38
Эльгинская зона пологих дислокаций 26, 37
Энканский блок 15
Юго-западный Присалаирский прогиб 66
Южно-Алданские впадины 107
Ю.-А. покровный комплекс 12, 107
Ю.-Анойская система глубинных разломов 38
Ю.-Верхоянский поперечный прогиб 26—28, 30
Ю.-Минусинская впадина 68
Ю.-Муйская глыба 13, 51
Южно-Полоусненский антиклинорий 32
Ю.-Сахалинский складчатый комплекс 9, 82, 83
Ю.-Сибирская геосинклинальная область 117
Ю.-С. покровный комплекс 12, 104
Ю.-Таймырский геосинклинальный прогиб 25, 26, 39
Ю.-Т. складчатый комплекс 8, 9, 25, 40, 98, 102
Ю.-Тукургинский разлом 57, 73
Ю.-Чукотский массив 14, 24, 25, 35, 37, 84, 88—90, 111, 120
- Яблоново-Становая геантиклиналь 51, 55
Я.-С. геантиклинальный пояс 70
Яканское геосинклинальное поднятие 26, 36, 37
Янгудский прогиб 53
Яно-Колымская геосинклинальная система 19, 27, 33, 110, 111
Я.-К. складчатая система 110, 111
Я.-К. складчатый комплекс 9, 25—28, 30, 33, 35, 36, 102
Я.-К. эпикратонная область 102
Я.-К. эпикратонный комплекс 37, 85
Янский комплекс 29
Ярходонская зона разломов 32, 34
Я. структурный шов 38

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие. <i>Ю. А. Косыгин</i>	3
Введение	5
Объемное районирование земной коры. <i>Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов</i>	5
Основные типы крупных геологических тел и принципы их выделения. <i>Ю. А. Косыгин, К. В. Боголепов, Л. М. Парфенов</i>	6
Глава I. Складчатые комплексы Северо-Азиатского кратона	13
Складчатые комплексы, образующие кратон	13
Складчатые комплексы древних архейских ядер кратона. <i>Н. А. Берзин</i>	13
Верхнеархейские складчатые комплексы (Олекминский, Маймакано-Оленекский, Бирусинский). <i>А. К. Башарин, Н. А. Берзин</i>	16
Протерозойские складчатые комплексы (Присаянский, Таймырский, Индигиро-Селенняхский). <i>А. К. Башарин, Н. А. Берзин</i>	17
Перикратонный складчатый комплекс. <i>Н. А. Берзин</i>	20
Эпикратонные складчатые комплексы	24
Общая характеристика и типы структурных элементов. <i>К. В. Боголепов</i>	24
Яно-Колымский складчатый комплекс. <i>К. В. Боголепов</i>	27
Анюйско-Чукотский складчатый комплекс. <i>К. В. Боголепов</i>	35
Южно-Таймырский складчатый комплекс. <i>Н. А. Берзин</i>	39
Северо-Земельский складчатый комплекс. <i>Н. А. Берзин</i>	40
Глава II. Складчатые комплексы Южно-Сибирской геосинклинальной области	42
Становой верхнеархейский складчатый комплекс. <i>А. К. Башарин, Л. М. Парфенов</i>	42
Протерозойско-нижнепалеозойские складчатые комплексы	44
Алтае-Саянский складчатый комплекс. <i>А. М. Боровиков, Г. М. Волонтэй, Л. М. Парфенов</i>	44
Байкало-Витимский складчатый комплекс. <i>Л. М. Парфенов</i>	50
Монголо-Охотский складчатый комплекс. <i>Н. М. Органинова, В. А. Соловьев</i>	55
Малохингано-Ханкайский складчатый комплекс. <i>Н. М. Органинова</i>	57
Средне-верхнепалеозойские складчатые комплексы	58
Иртышско-Минусинский складчатый комплекс. <i>Г. М. Волонтэй, А. Л. Матвеевская</i>	58

Амуро-Уссурийский складчатый комплекс <i>Н. М. Органиова</i>	70
Мезозойский Забайкальско-Приморский складчатый комплекс. <i>Н. М. Органиова, В. А. Соловьев</i>	76
Глава III. Складчатые комплексы Тихоокеанской геосинклинальной области	82
Домезозойские складчатые комплексы (Южно-Сахалинский, Центрально-Камчатский, Хатырский). <i>К. В. Боголепов, А. Ю. Юнов</i>	82
Мезозойские складчатые комплексы	84
Охотско-Анадырский складчатый комплекс. <i>К. В. Боголепов</i>	84
Корякский складчатый комплекс. <i>К. В. Боголепов</i>	88
Мезозойско-кайнозойские складчатые комплексы	91
Сахалинский складчатый комплекс. <i>А. Ю. Юнов</i>	91
Камчатский складчатый комплекс. <i>А. Ю. Юнов</i>	93
Глава IV. Покровные образования	97
Покровные комплексы, располагающиеся на кратоне	97
Центрально-Сибирский покровный комплекс. <i>Ю. А. Косыгин</i>	97
Колымо-Омолонский покровный комплекс. <i>К. В. Боголепов</i>	98
Обско-Вилуйский покровный комплекс областей молодых (мезозойско-кайнозойских) опусканий. <i>К. В. Боголепов, Н. П. Башарина</i>	101
Комплексы отложений молодых внутриконтинентальных впадин	104
Южно-Сибирский комплекс. <i>Г. М. Волонтэй</i>	104
Байкальский комплекс. <i>В. А. Соловьев</i>	105
Селенгино-Витимский комплекс. <i>В. А. Соловьев</i>	106
Южно-Алданский комплекс. <i>А. Ю. Юнов</i>	107
Дальневосточный комплекс. <i>Н. М. Органиова, А. Ю. Юнов</i>	108
Северо-Восточный комплекс. <i>К. В. Боголепов</i>	110
Комплексы осадочно-вулканогенных отложений Тихоокеанского вулканического пояса	111
Охотско-Чукотский комплекс. <i>К. В. Боголепов</i>	112
Сихотэ-Алиньский комплекс. <i>К. В. Боголепов</i>	113
Глава V. Основные типы строения земной коры на территории Сибири и Дальнего Востока. <i>Ю. А. Косыгин, К. В. Боголепов, Л. М. Парфенов</i>	115
Литература	124
Указатель региональных тектонических названий	133
Приложение (карты)	