

МЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ

МАГАДАН
1971

ACADEMY OF SCIENCES OF USSR ● FAR-EASTERN CENTER

NORTH-EASTERN COMPLEX SCIENTIFIC RESEARCH INSTITUTE

MESOZOIC TECTOGENESIS

REPORTS OF THE VII SESSION OF SCIENTIFIC COUNCIL
ON TECTONICS OF SIBERIA AND FAR EAST

MAGADAN
1971

АКАДЕМИЯ НАУК СССР ● ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ЦЕНТР

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ ИНСТИТУТ

МЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ

МАТЕРИАЛЫ VII СЕССИИ НАУЧНОГО СОВЕТА
ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ И ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

555

МАГАДАН

1971

Главный редактор академик *Н. А. Шило*

Редакционная коллегия:

К. В. Боголепов, академик *Ю. А. Косыгин*, *В. М. Мерзляков* (ответственный секретарь), *Ю. М. Пущаровский*,
Н. Ф. Соколовская, *С. М. Тильман*, *В. А. Ярмолюк*

Ответственные редакторы:

К. В. Боголепов, *С. М. Тильман*



ПРЕДИСЛОВИЕ

Публикуемый сборник содержит доклады, прочитанные на VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, состоявшейся в Магадане в августе—сентябре 1969 г. Эта сессия обсуждала проблему: «Мезозойский тектогенез». Она привлекла к себе внимание широкого круга специалистов: тектонистов, металлогенистов, петрологов, стратиграфов, геофизиков и др. Интерес к названной проблеме не случаен, и с каждым годом он все больше возрастает.

Мезозойский тектогенез проявился на планете в разных формах и масштабах, но особенно ярко его черты запечатлены на востоке Азии, в особенности в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. В данном сегменте находятся Верхояно-Чукотская и Дальневосточная мезозойские складчатые области, включающие разновозрастные срединные массивы и различные по особенностям строения и типу развития геосинклинальные системы и зоны. В их недрах сосредоточены богатые месторождения полезных ископаемых: золота, олова, вольфрама, ртути, полиметаллов, нефти и газа, угля и др.

Ближе к впадине Тихого океана прослеживаются относительно узкие системы кайнозойских структур: Анадырско-Корякская, Олюторско-Камчатская, Сахалинская и др., омываемые окраинными морями и непосредственно соприкасающиеся с современными вулканическими дугами и глубоководными желобами. Здесь триасовые, юрские и меловые породы слагают основание кайнозойских систем и (или) участвуют в строении главных геосинклинальных комплексов; широко развиты эвгеосинклинальные формации, ассоциирующиеся с гипербазитовыми поясами. Весьма характерен фемический профиль оруденения.

Западнее на многие сотни километров протягивается субширотный Восточно-Азиатский внутриконтинентальный горный пояс, в пределах которого размещаются области байкальской, каледонской и герцинской складчатости. В мезозое он также подвергся значительным тектоническим преобразованиям, однако они здесь выразились в ином виде. Мезозойская активизация (дейтероорогенез) сопровождалась образованием обширных сводовых поднятий и крупных межгорных континентальных впадин, подновлением глубоких разломов, проявлением субсеквентного магматизма и рудной минерализации.

Мезозойской активизацией была затронута Сибирская платформа. В это время на платформе формировались синеклизы, авлакогены, прогибы и впадины, а на ее восточной окраине возникли резонансно-тектонические структуры. С мезозойским осадконакоплением связано образование горючих полезных ископаемых (нефтегазоносные и угленосные площади Приверхоянского прогиба и Вилюйской синеклизы).

В мезозое оформились в качестве самостоятельных тектонических единиц внутренние орогенные и пограничные вулканические пояса с характерным набором формаций и со специфической металлогенией.

Анализ строения и развития многообразных структурных форм, созданных в мезозое, и сравнение их друг с другом открывает перед исследователями широкие перспективы, ибо он позволяет установить ряд новых закономерностей тектонического процесса, существенно дополнить и уточнить теорию геосинклиналей, найти более конкретные связи между тектоникой и магматизмом, наконец, выявить общие и частные закономерности размещения полезных ископаемых в разной структурной обстановке. Обсуждаемая проблема приобретает, таким образом, важное теоретическое и практическое значение и, несомненно, является весьма актуальной.

Настоящий сборник включает следующие разделы: 1) мезозойская складчатость в структурах земной коры; 2) срединные массивы и структура основания мезозойских платформ; 3) структурное положение вулканических поясов в мезозойских восточной Азии; 4) мезозойский тектогенез в областях кайнозойской складчатости и в современных геосинклиналях; 5) мезозойский тектогенез внегеосинклинальных областей; 6) связь тектоники, магматизма и металлогении в мезозойских складчатых областях.

Редколлегия сборника сочла необходимым поместить только тот материал, который ранее не публиковался. Она надеется, что обсуждение на страницах данного сборника многосторонних аспектов проблемы: «Мезозойский тектогенез» обогатит геологов новыми фактами, мыслями и идеями и тем самым принесет пользу заинтересованным специалистам.

МЕЗОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ В СТРУКТУРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

С. М. ТИЛЬМАН

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МЕЗОЗОИД СЕВЕРА ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

Мезозойские складчатые области своими структурами окружают впадину Тихого океана. От современного океана мезозойды, за некоторыми исключениями (Британская Колумбия Канады), отделены либо окранными морями, либо узкими поясами кайнозойских структур. На континенте мезозойды примыкают к древним платформам: Сибирской и Северо-Американской. В северо-западной части Тихоокеанского кольца находятся Верхояно-Чукотская и Дальневосточная складчатые области. По другую его сторону — на Северо-Американском континенте — на многие сотни километров протягиваются структуры мезозойской складчатой области Кордильер. В пределах Полярного бассейна обособляется Арктическая зона, которая уже не входит в обрамление кольца.

Верхояно-Чукотская область разделяется на Яно-Колымскую и Чукотскую системы. Она включает дорифейские (Колымский, Охотский, Омолонский и Эскимосский) и палеозойские (Яблонский, Еропольский) срединные массивы. В пределах Дальневосточной области выделяются Монголо-Охотская (в границах от верховьев р. Амура до побережья Охотского моря) и Сихотэ-Алинская системы, Буреинский и Ханкайский эпибайкальские и эпипалеозойский Шантарский массив. Таймыр, Новосибирские о-ва, о-в Врангеля, шельф и побережье морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского заняты обширной зоной затухания мезозойд. В Кордильерах Северной Америки различаются Невадийский пояс, переходная зона и пояс Милларда, разделенные узкими поперечными тектоническими зонами на ряд сегментов: Аляскинско-Канадский, Орегон-Монтанский, Калифорнийско-Колорадский и др. (King, 1966). На Аляске выделяется Юконский массив.

По особенностям строения и развития основные тектонические элементы Восточно-Азиатских мезозойд обнаруживают много общих черт с Кордильерами. Автор видит следующие главные признаки, совокупность которых может быть положена в основу сравнительного анализа, типизации, а затем и выяснения генетической сущности мезозойд: характер осадочных и вулканических формаций комплексов основания и геосинклинальных; характер развития (сквозные и полициклические системы); общий тектонический план, стиль складчатости и структурное положение; характер проявления орогенного магматизма и металлогенеза.

В соответствии с изложенными выше принципами на севере Тихоокеанского кольца выделяются пять типов геосинклинально-складчатых образований, сформированных в результате мезозойского тектогенеза:

1) Клататский, 2) Сихотэ-Алинский, 3) Чукотский, 4) Колымский, 5) Арктический. Названные типы охватывают складчатые системы или их части.

Единственным представителем Клататского типа является зона Клатат, расположенная на западе Кордильер Северной Америки в пределах Калифорнии и Орегона. Этот тип характеризуется сквозным эвгеосинклинальным развитием с преобладанием андезитового вулканизма, по крайней мере в восточной части гор Клатат. Эвгеосинклинальный процесс продолжался непрерывно от раннего палеозоя до поздней юры. Простираение структур подчинено Тихоокеанскому плану. Внутренняя тектоника очень напряженная и сложная. Широко развиты пережатые и опрокинутые складки и крутые моноклинали, надвиги, сбросы и сдвиги. К корневым частям надвигов приурочены протрузии серпентинизированных гипербазитов и глаукофановые сланцы. Невадская складчатость сопровождалась внедрением широкого ряда интрузий от габбро до гранитоидов. Основные и, следовательно, более ранние разности интрузий локализуются западнее так называемой кварцево-диоритовой линии, а более поздние, преимущественно гранитоидные интрузии — восточнее. Характерен фемический профиль оруденения. Железо-медная минерализация превалирует над золото-полиметаллической и редкометальной.

Системы и зоны Сихотэ-Алинского типа опоясывают Тихий океан, а также местами граничат непосредственно с кайнозойскими областями. Этот тип объединяет Сихотэ-Алинскую систему, южную и юго-восточную Аляску, Островной и Центральный пояса Британской Колумбии Канады, Западный Орегон и западные районы Невады. Сихотэ-Алинский тип отличается от Клататского сложным и прерывистым развитием, сменой кремнисто-вулканогенных формаций терригенными в конце геосинклинальной стадии, образованием наложенных орогенных и остаточных геосинклинальных прогибов и впадин на позднегеосинклинальном этапе. Все другие признаки: тектонический план, положение относительно Тихого океана, внутренняя тектоника, раннеорогенные магматизм и металлогения являются общими с Клататским типом. Только на позднеорогенном этапе (ларамийская фаза), когда произошло выравнивание петрохимического состава гранитоидных интрузий, обладавших повышенной щелочностью, проявилась оловянно-вольфрамовая минерализация. В зонах Сихотэ-Алинского типа сиалический профиль оруденения оказался наложенным на фемический.

Чукотский тип объединяет Олойскую, Гижигинскую и Амуро-Охотскую зоны в Азии, а в Кордильерах Америки ему отвечает Восточный пояс Британской Колумбии Канады, центральная Аляска и зона Робертс в Неваде. Комплексы основания и геосинклинальные сложены эв- и миогеосинклинальными формациями, сменяющими друг друга в пространстве и во времени. Вулканизм в общем подчинен осадконакоплению. Формации обладают пестрым составом; среди них различаются аспидные, флишевые, вулканогенно-кремнистые, карбонатно-терригенные и др. Развитие зон Чукотского типа полициклическое. Ясно отделяются друг от друга байкальские, палеозойские и мезозойские структуры. План структур разнообразный. Одни из них подчинены Тихоокеанским простираениям, а другие, образуя побочные ветки, с этим планом не согласуются. Тектоника складчато-глыбовая; типы нарушений разнообразные: от сложных линейных форм до простых брахиформных. В зонах рассматриваемого типа широко развиты гранодиоритовые интрузии, с которыми парагенетически связано золото-полиметаллическое оруденение. Железо-медное и оловянно-вольфрамовое оруденение проявлено слабо и подчинено золото-полиметаллическому. Чукотский тип несет в себе промежуточные качества между эв- и миогеосинклинальными складчатыми образованиями.

Колымский тип мезозоид составляют Яно-Колымская система, Анойско-Чукотская и Березовская зоны Чукотской системы в Азии и пояс Милларда в Кордильерах Северной Америки. Этот тип характеризуется сквозным миогеосинклинальным развитием со сменой во времени карбонатных формаций терригенными. Миогеосинклинальный режим продолжался длительно, начиная с рифея и до конца юры, а местами до мела. Смена формаций на рубеже среднего и позднего палеозоя не сопровождалась сколько-нибудь существенными структурными преобразованиями. Тектонический план зон Колымского типа в большинстве случаев не совпадает с Тихоокеанским. Наблюдается ясное приспособление структур к ограничениям платформ и их виргация около срединных массивов и районов пологих дислокаций, в основе своей, возможно, также являющихся массивами. Зеркало складчатости пологое, нередко приближающееся к горизонтальному. Широко развиты краевые и внутренние глубокие разломы, наложенные орогенные впадины, гранитные интрузии. Профиль металлогении — типично сиалический. Преобладают оловянно-вольфрамовая, золотая, ртутная и полиметаллическая минерализации.

Зоны Колымского типа находятся по далекой периферии Тихоокеанской впадины, прилегают к платформам, отделяясь от них краевыми прогибами, а также раскрываются в сторону Арктического сегмента.

Арктический тип составляют структуры Таймырского п-ова, Новосибирских о-вов, о-ва Врангеля, Северной Аляски, шельфа и побережья морей Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта. Зонам данного типа свойственны слабые погружения в рифее и палеозое с образованием карбонатных и терригенных формаций в перикратонных условиях, эпиконтинентальные фации и относительно малые мощности отложений в верхнепалеозойских и мезозойских разрезах, ослабленная складчатость и относительно пассивная магматическая деятельность. Арктические мезозоиды пространственно связаны с системами и зонами Колымского типа и переход одних в другие совершается постепенно. Поэтому едва ли правомерно относить их в разряд внегеосинклинальных или платформенных областей. Арктический тип объединяет как зоны флангового затухания геосинклинальных образований (Таймырская), так и фронтальные зоны (шельф и побережье морей Восточно-Сибирского, Чукотского, Бофорта). В зонах флангового затухания мезозоид образовался регрессивный комплекс формаций, а во фронтальных зонах — редуцированный верхоянский комплекс.

В размещении разных типов мезозоид по обе стороны Тихоокеанского кольца наметилась ясная асимметрия. План Азиатских мезозоид отличается «лоскутным» распределением тектонических зон в пространстве, а в Кордильерах тектонический план компактный. Наблюдаемую асимметрию можно попытаться объяснить следующим. В Кордильерах Северной Америки основные разломы выражены в виде протяженных сдвигов и надвигов, наклоненных преимущественно в сторону океана. На Азиатском континенте преобладают продольные крупные разломы сбросовой природы, торцовые швы, узкие шовные складчатые зоны, поперечные и косые разломы, нередко контролируемые пояса интрузий. Имеются и надвиговые нарушения, приуроченные к краям массивов и платформ. Известные по ним перемещения ограничиваются первыми километрами. Я бы сказал, что надвиговые нарушения в Азиатских мезозоидах ассоциируют с разрывами сбросового или взбросового типов и в общем подчинены им. Такое размещение разных типов разломов естественно объяснить различным распределением характера силового поля. В Кордильерах господствовали процессы, вызванные в основном силами сжатия, тогда как на Азиатском континенте над сжатием преобладали силы растяжения. Объяснение асимметрии мы находим, таким образом, в разном сочетании горизонтальных и вертикальных движений

по обе стороны Тихоокеанского кольца, а механизм возникновения неодинакового силового поля, очевидно, был вызван ротационными причинами.

В настоящее время появились новые фактические данные, позволяющие однозначно осветить вопрос о происхождении зон Клачатского и Сихотэ-Алинского типов. Он решается на примере латеральных соотношений францисканской толщи Береговых хребтов Калифорнии с эвгеосинклинальными образованиями, развитыми по соседству в горах Клачат. Францисканская толща — это меланж, который объединяет разнообразные по составу породы. Среди них имеются дотитонские слои, сложенные бескальцевыми граувакками, яшмами, кремнистыми породами и сочетающимися с ними базальтами. Обломки и гальки перечисленных пород встречаются в портландских конгломератах. Дотитонские слои гор Клачат представлены верхней толщей Галлиас, в составе которой различаются андезитовые лавы, пирокласты и метаосадочные породы преимущественно терригенного состава. Следовательно, прогиб, заполнявшийся францисканскими отложениями, представлял собой дотитонский геосинклинальный трог океанического типа, восточнее которого на месте гор Клачат располагалась островная дуга. Разрез, подобный толще Галлиас, свойствен ниже-среднеюрским, триасовым и палеозойским толщам до ордовика и кембрия, что дает основание сделать вывод о длительном существовании в данном районе режима островной вулканической дуги, ликвидированного невадской складчатостью. Используя метод актуализма, мы могли бы сказать, что зона Клачат в стадии геосинклинального развития характеризовалась корой промежуточного типа. Невадская складчатость привела к преобразованию промежуточного типа коры в континентальный.

Соображения такого рода правомерно распространить и на зоны Сихотэ-Алинского типа, хотя картина здесь оказывается несколько более сложной в связи с происшедшими движениями палеозойской складчатости. Палеозойские разрезы в зонах Сихотэ-Алинского типа ничем не отличаются от Клачатской. Стало быть, Сихотэ-Алинская система и Невадский пояс в течение палеозоя пребывали также в состоянии островной дуги. Позднепалеозойская складчатость прервала это состояние, и к началу триаса тип коры в рассматриваемых зонах должен был приближаться к континентальному. В среднем — позднем триасе произошло заложение новых геосинклинальных прогибов, причем оно сопровождалось ломкой и ассимиляцией структур палеозойского складчатого основания. Позднетриасовые и раннеюрские прогибы заполнялись осадками и вулканическими продуктами преимущественно основного состава. Пиллоулавы базальтов, пелагические известняки, кремнистые и терригенные породы нашли широкое распространение во многих районах, охватываемых зонами Сихотэ-Алинского типа. Эти формации очень похожи на францисканскую толщу, что дает основание сделать вывод о переработке коры в начале мезозоя. В этом случае нельзя не признать роль глубинных процессов, вызванных перераспределением вещества в мантии Земли. Растрескивание фундамента, образование в его теле раздвиговых зон и перемещение в стороны складчатого основания, как считают сейчас многие советские и американские геологи, могли обусловить формирование коры океанического типа, если не учитывать другого варианта — океанизации.

Дальнейшее развитие зон Сихотэ-Алинского типа сначала характеризовалось островным вулканическим режимом, а затем формированием в прогибах терригенного комплекса. Происходило, следовательно, качественное изменение коры в сторону ее постепенной континентализации.

Изложенные данные позволяют сформулировать следующий вывод. Зоны Клачатского и Сихотэ-Алинского типов принадлежат к притихоокеанским геосинклинально-складчатым образованиям; длительное вре-

мя режим их развития напоминал режим островных дуг. Рядом с ними находились глубоководные трюги. Это свидетельствует о том, что Тихий океан с присущими ему особенностями, несомненно, существовал уже в раннем палеозое и оказывал определенное влияние на прилежащие к нему геосинклинальные прогибы.

Зоны Чукотского типа располагались вблизи океанических блоков, а их прогибы развивались на границе шельфа с континентальным склоном. Подобные районы, как известно, в тектоническом отношении чрезвычайно динамичны и характеризуются высокими сейсмичностью и контрастностью движений. Такое тектоническое положение не могло не сказаться на особенностях строения и развития рассматриваемых зон. Прогибы с некомпенсированным осадконакоплением чередовались с флишевыми, а эти последние с вулканогенными. Одни из них прослеживались параллельно бывшим океаническим структурам, а другие проникали в виде «заливов» в глубь миогеосинклинальных областей по оперяющим подновленным разломам. В тех и других прогибах в конечном счете образовался пестрый набор формаций, соотношения между которыми в пространстве и во времени оказались очень сложными. В зонах Чукотского типа, очевидно, находились площади с разными типами коры, что и обусловило их мозаичное складчато-глыбовое строение.

Зоны Чукотского типа представляют собой, таким образом, образования, промежуточные между притихоокеанскими и шельфовыми геосинклиналями. Находясь на границе океана с континентом, прогибы рассматриваемых зон оказались в высшей степени «агрессивными», вследствие чего они смогли обусловить образование побочных ветвей в различные периоды геологической истории. Я думаю, что именно подобные структурные элементы имел в виду Н. С. Шатский (1960), когда характеризовал своеобразие Тихоокеанского пояса. Он указал, что в отличие от Европы и Западной Азии развитие Тихоокеанского пояса в мезозое и кайнозое не считалось со складчатыми сооружениями Азиатского материка. Пояс возник на самых разнообразных структурах и ассимилировал их в виде как бы проникающих в западном направлении «метастазов». Нам удалось показать, что процесс ассимиляции начался задолго до мезозойской эры, и первые структурные элементы такого рода (метастазы) образовались уже в рифее, например, рифейская Амуро-Охотская эвгеосинклинальная зона.

О происхождении зон Колымского типа высказывались различные точки зрения. Наиболее широко распространенным является представление об их заложении на опущенных частях Сибирской и Северо-Американской платформ. Приводилось много подкупающих доказательств: миогеосинклинальный стиль развития, пологое зеркало складчатости, наличие срединных массивов и районов пологих дислокаций и ряд других. Недаром такие области Ю. А. Косыгин, И. В. Лучицкий и К. В. Боголепов предложили называть «эпикратонными геосинклиналями». Но эта концепция опровергается следующими доказательствами: высокой подвижностью дорифейского фундамента и разнообразным стилем развития протерозойских поясов, незавершенной их складчатостью, унаследованностью структурного плана в рифее, палеозое и мезозое, глубокими различиями, которые обнаруживаются между срединными массивами и дорифейскими платформами. Имеются еще и некоторые косвенные соображения. Если бы протерозойские зоны претерпели законченную складчатость, то едва ли вслед за этим в Яно-Колымской системе и в поясе Милларда продолжался бы процесс геосинклинального осадконакопления, прерванного только в позднем мезозое. Хорошо известно, что те области, в которых произошла завершенная складчатость, вследствие резкого спада энергии сразу же теряют свою тектоническую подвижность и превращаются либо в платформу, либо какое-то время пре-

бывают в состоянии тектонического покоя. Однако подобных состояний в характеризующихся зонах не было, поэтому их нельзя относить в разряд эпикратонных.

Признавая платформенную природу происхождения зон Колымского типа, их следовало бы, по логике вещей, исключить из Тихоокеанского кольца и рассматривать в качестве независимых и особых геосинклинально-складчатых образований, что, кстати, пытались сделать некоторые геологи. Однако эти представления сейчас кажутся неправомерными, ибо они опровергаются следующими фактами: усилением геосинклинального процесса с течением времени, активным гранитоидным магматизмом и разнообразной металлогенией. Эти события в той или иной форме присущи всем зонам, включая и те, которые располагаются по далекой периферии кольца.

Зоны Колымского типа принадлежат к геосинклинально-складчатым образованиям шельфового ряда, и они имели тесные пространственные связи, с одной стороны, с Арктическими мезозоидами, а с другой — с переходными к притихоокеанским зонами.

Арктический тип противопоставляется всем остальным. Докайнозойская история Арктической зоны никак не увязывается с данными геофизики, согласно которым кора Арктики сейчас характеризуется резко пониженной мощностью гранитного слоя по отношению к базальтовому, а в отдельных участках она имеет океанический тип. Особенности развития Арктической зоны говорят о том, что в течение длительной докайнозойской истории в ее пределах существовала типичная континентальная кора и только в кайнозое, в особенности в новейшее время, произошло ее преобразование. Для наших построений и выводов не столь важно, в результате какого механизма совершилось преобразование коры, то ли вследствие дрейфа и растяжения, то ли под влиянием океанизации. Существенным является тот факт, что моря Ледовитого океана представляют собой новообразования, наложившиеся на складчатые сооружения разного возраста. Если посмотреть, как соотносится береговая линия морей с прилежащими каледонскими, герцинскими и мезозойскими складчатыми зонами, то можно увидеть, что эти последние везде ею срезаются. Практически нигде не обнаруживаются зоны обрамления, свойственные собственно Тихоокеанскому кольцу. Вот почему представляются неоправданными построения некоторых американских геологов (Churkin, 1969), согласно которым на месте моря Бофорта существует первичная океаническая кора, к которой южнее приспособился палеозойский геосинклинальный пояс.

В сущности, здесь прослеживается периаρκтическая часть Атлантического сегмента, где со стороны Арктики намечается зона сложного его сочленения с Тихоокеанской областью. Отсюда и определились своеобразные особенности строения и развития Арктической зоны, начиная с раннего докембрия и до позднего мезозоя. Они выразились в нисходящей линии развития Арктического типа, в проявлениях палеозойского тектогенеза, хотя и в ослабленной форме, в существовании квазиплатформенного режима. Мы можем, таким образом, сказать, что Арктическая зона, взятая в целом, в отличие от всех остальных типов, принадлежит к классу эпикратонных геосинклиналей. Однако в Арктической зоне не произошло образования единой платформы, подобной Сибирской и Северо-Американской, очевидно, только потому, что ее прогибы находились в постоянном взаимодействии с тектоническими элементами собственно Тихоокеанской области, где, напротив, геосинклинальные процессы с течением времени заметно нарастают.

Сформулируем основные выводы.

1. На севере Тихоокеанского кольца наметился широкий латеральный ряд геосинклинально-складчатых образований мезозойского возраста, не укладывающийся ни в одну из привычных схем. Мы имеем здесь

дело с двумя типами эвгеосинклиналей, среди которых различаются зоны со сквозным преимущественно андезитовым вулканизмом и полициклические зоны с отмиранием вулканизма в конце геосинклинальной стадии. Также разнообразны миогеосинклинали как по слагающим их формациям, так и по стилю развития. Между эв- и миогеосинклиналями находятся зоны переходного типа, которые приобретают равноправное с ними значение.

2. Разные типы мезозонд обладают различной тектонической природой. Клачатский и Сихотэ-Алинский типы отвечают окраинно-океаническим образованиям, Чукотский — промежуточным, Колымский — шельфовым, а Арктический — эпикратонным. Отсюда определились различия в характере их формаций, в стиле тектоники, в структурном плане, в проявлениях интрузивного магматизма и металлогении.

3. Развитие мезозонд происходило в общем унаследованно. Разные по типу развития зоны обладали фиксированным положением в пространстве в течение обозримой геологической истории. Чем ближе располагались зоны к впадине Тихого океана, тем полнее проявлялись в них геосинклинальные качества.

Т. Н. СПИЖАРСКИЙ

СТРУКТУРА СЕВЕРО-ВОСТОКА И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СОВЕТСКОГО СОЮЗА И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ, СОЗДАВШИЕ ЕЕ

Прежде чем описывать структуру земной коры Северо-Востока и Дальнего Востока Советского Союза необходимо дать определения некоторым общим понятиям, которые употребляются в тектонике. Вызывается это тем, что, как указывал Н. С. Шатский еще в 1947 г., в области тектонической терминологии господствует несусветный хаос, а при изучении региональных подразделений вместо применения структурного анализа руководствуются главным образом теми или иными идеями. В последнее время в тектонике снова, после некоторого перерыва, усилилось влияние идей Г. Штилле в связи с переводом его работ на русский язык (1964 г.), которые в свое время были раскритикованы Н. С. Шатским и другими. Особенно сказывается влияние этих идей при тектоническом районировании, при составлении тектонических и металлогенических карт разных масштабов вплоть до масштаба 1:200 000 (Орлова, Шаталов, 1963).

Для понимания структуры Северо-Востока и Дальнего Востока Советского Союза и зависимости распределения полезных ископаемых от тектонического фактора идеи Г. Штилле оказались не только бесплодными, но и вредными, так как они отвлекали геологов от конкретного изучения этих областей. Поэтому, когда я совместно с А. С. Симаковым, Д. С. Харкевичем, А. Ф. Михайловым (Спижарский и др., 1968) описывал тектонику регионов Северо-Востока и Тихоокеанского пояса, то исходил из данных, полученных в результате структурного анализа имевшегося материала. В настоящее время благодаря работам, проведенным многочисленными организациями, получен новый материал, подтверждающий предложенные схемы районирования и развития этих регионов, но вместе с этим он позволяет значительно уточнить существующие представления о тектонике всей этой территории.

Под региональным тектоническим подразделением нами понимается участок земной коры (блок) любой величины, представляющий собой

сложное тектоническое тело, характеризующееся свойственной ему структурой и образовавшееся под воздействием последовательно сменявшихся тектонических режимов. Выделяется регион по режиму, который проявлялся в современной эпоху.

Тектоническое тело это есть такое геологическое тело, форма и границы которого обусловлены тектоническими движениями в процессе формирования горных пород (первичное тектоническое тело) или после того как горные породы уже образовались (вторичное тектоническое тело). Таким образом, тектоническое тело есть разновидность геологического тела, а понятие о последнем принимается нами в том виде, как оно было сформулировано Ю. А. Косыгиным, Ю. А. Ворониным, В. А. Соловьевым (1964). В литературе весьма часто и неправильно тектонические тела называют тектоническими структурами.

Тектоническим режимом мы называем совокупность геологических процессов, при ведущем значении тектонических движений, под воздействием которых формируется тот или иной регион*.

Тектоническая структура — это особенности расположения и сочетания тектонических тел разных форм и размеров, характеризующие какой-либо регион и возникающие в результате проявления и последовательной смены тектонических движений разного типа в течение всей истории развития данного региона.

В современной структуре земной коры восточных районов Советского Союза выделяются северо-западная часть Тихоокеанского геосинклинального пояса в составе Корякской, Камчатско-Курильской, Алеутской и Сахалино-Хоккайдинской** геосинклинальных систем, находящихся на разных стадиях развития, и срединных массивов — Центрально-Охотского, Беринговского, Командорского и Японского, различающихся строением земной коры. Кора первого из них континентальная, остальных — океаническая. С востока к Камчатско-Курильской геосинклинали примыкает океаническая платформа Шатского. В северо-восточной части Евразийского континента выделяются регионы завершённой складчатости: Сихотэ-Алинская, Верхоянская, Чукотская, Олойская складчатые системы, Колымский, Омолонский и Охотский срединные массивы, а также Буреинский срединный массив, ограничивающий с запада Сихотэ-Алинскую складчатую систему. Верхоянская система окаймляет с востока Сибирскую платформу. На севере в пределах шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей и частично материка расположена Приморская койлогенная область, фундамент которой на юге составляют погруженные части Чукотской, Олойской и Верхоянской складчатых систем. Названные региональные подразделения выделяются многими исследователями, применяющими к ним нередко другие наименования.

Регионы геосинклинального режима. Большинство геологов северо-западную часть Тихоокеанского геосинклинального пояса называют поясом кайнозойской складчатости, рассматривают ее в качестве платформы. Последнее следует из положения о том, что геосинклиналь после завершения в ней складчатых процессов превращается в платформу. Это основное положение было сформулировано А. Д. Архангельским (1941) и Н. С. Шатским (Тектоническая карта, 1957). С таким утверждением согласиться нельзя.

Если принимать определение геосинклинали, данное А. Д. Архангельским (1941), которое наиболее отвечает современным представлениям об этих регионах, то легко убедиться, что по структуре, особенно

* Характеристика тектонических режимов и возникающих под их воздействием тектонических регионов дана мною ранее (Спижарский, 1968).

** В более ранней работе эта система именовалась Хоккайдо-Сахалинской, но для удобства индексирования на тектонических картах ее следует называть Сахалино-Хоккайдинской.

стям тектонических движений, современного магматизма, осадкообразования все выделенные в северо-западной части Тихоокеанского пояса региональные подразделения полностью соответствуют геосинклиналям. К определению, данному А. Д. Архангельским, следует только прибавить, что в пределах геосинклинальной области распространены участки земной коры континентального и океанического строения. Последнее зависит от стадии развития данного участка. Это позволяет районировать северо-западную часть Тихоокеанского геосинклинального пояса и выделять в нем перечисленные выше регионы.

Спорным может быть только вопрос о режиме Корякской системы. Большинство исследователей она рассматривается как область завершенной складчатости. Действительно, в современную эпоху черты геосинклинального развития не характерны для этой системы. Но если рассматривать ее развитие в течение кайнозоя, то они проявляются отчетливо и выражаются в том, что вертикальные тектонические движения в ее пределах в это время были резко дифференцированы и наследовали движения прошлых эпох. Это подтверждается тем, что орографический рельеф системы соответствует ее структурному плану — с синклинориями Пенжинским, Парापольско-Паланским, Великореченским и Большерецким в основном совпадают все наиболее крупные вытянутые депрессии рельефа, где накапливаются четвертичные континентальные, а на продолжении депрессии под уровнем моря морские осадки. Антиклинориям же в рельефе соответствуют вытянутые поднятия.

Складкообразовательные процессы проявились в пределах системы по неоген включительно, а вулканизм не только в неогене, но и в четвертичное время, особенно широко на юге системы. Здесь происходили как трещинные, так и центральные излияния базальтовых, андезитовых и андезито-дацитовых лав. Один из центральных вулканов — Ичинский продолжает действовать до настоящего времени. Структурный план Корякской системы вписан в план Тихоокеанского геосинклинального пояса, хотя эта система и представляет собой только его ветвь, сочленяющуюся с ним по касательной. Все перечисленные выше признаки не позволяют рассматривать Корякскую систему в отрыве от этого пояса. В то же время эти признаки, а также отсутствие участков с корой океанического типа указывают на то, что данная система находится на завершающем этапе геосинклинального развития.

Более поздний этап геосинклинального режима, на котором находится Корякская система по сравнению с другими системами этого пояса, объясняется тем, что она как ветвь частично возникла на коре континентального типа, особенно в зоне, примыкающей к области завершенной складчатости, поэтому ее геосинклинальный период должен быть более коротким. Что же касается других систем: Сахалино-Хоккайдинской, Камчатско-Курильской и Алеутской, то первая из них находится на инверсионной стадии развития, что подтверждается незначительным распространением в ее пределах коры океанического типа, а две вторые развиваются в условиях демиссионной стадии. Более подробная характеристика этих систем и срединных массивов северо-западной части Тихоокеанского пояса дана в работах Л. А. Баскаковой (1968), Т. Н. Спизарского, А. Ф. Михайлова и Л. А. Баскаковой (1968) и в работе Т. Н. Спизарского (1968).

Регионы завершенной складчатости. С запада к Тихоокеанскому геосинклинальному поясу примыкают регионы завершенной складчатости. Характерными признаками их режима являются длительность вертикальных тектонических движений одного знака и унаследованность направленности и скорости этих движений от заключительного этапа геосинклинального режима. Складкообразовательные движения в пределах этих регионов проявляются незначительно, преимущественно в зонах разрывных нарушений, и генетически связаны с вертикальными движе-

ниями. В зависимости от преобладания знака движений различают режимы орогенный и койлогенный (Спижарский, 1964, 1968) и соответственно региональные подразделения, формирующиеся под воздействием этих режимов. Вследствие унаследованности вертикальных движений и

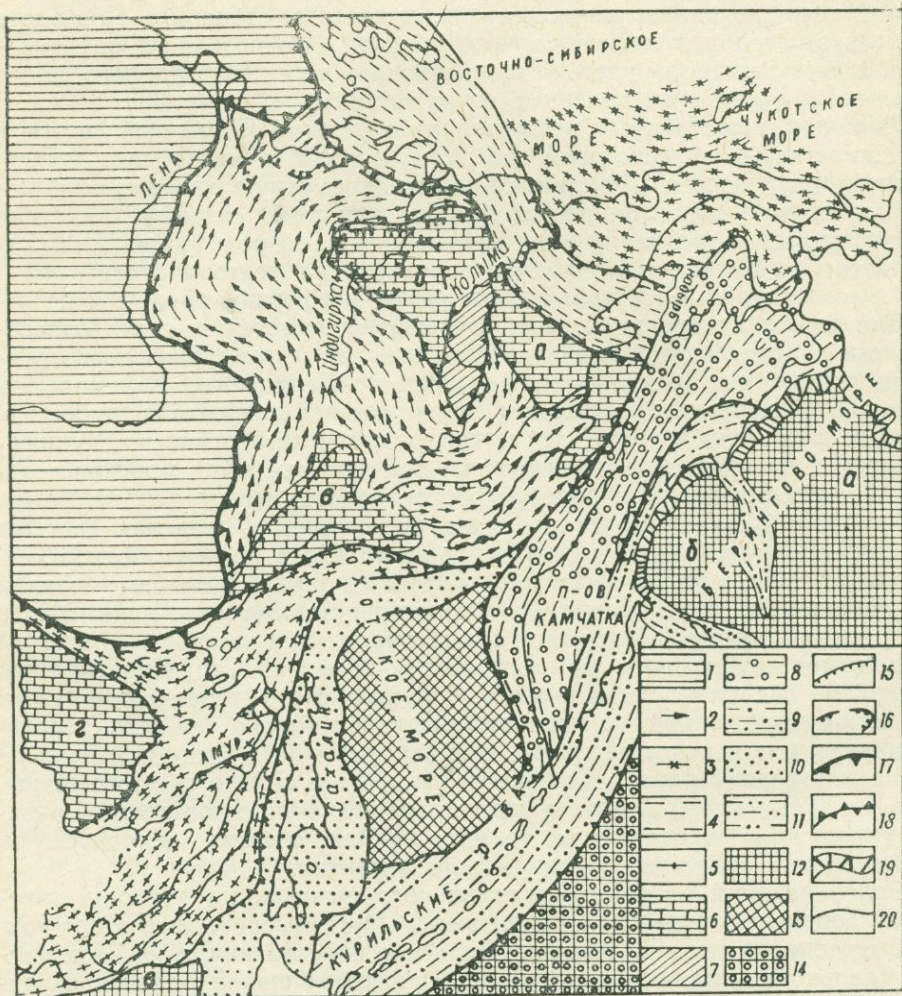


Схема тектонического районирования Северо-Востока и Дальнего Востока Советского Союза

1 — Сибирская платформа. Складчатые системы: 2 — Верхоянская, 3 — Чукотская, 4 — Олойская, 5 — Сихотэ-Алинская; 6 — срединные массивы: а — Омолонский, б — Колымский, в — Охотский, г — Буреинский, 7 — Столбовской горст-антиклинарий. Геосинклинальные системы: 8 — Корьянская, 9 — Камчатско-Курильская, 10 — Сахалино-Хоккайдийская, 11 — Алеутская; 12 — массивы с океанической корой: а — Беринговский, б — Командорский, в — Японский. 13 — Центрально-Охотский массив с континентальной корой; 14 — океаническая платформа; 15 — границы вулканогенных поясов; 16 — границы Приморской койлогенной области; 17 — зона разрывов на границе с платформой; 18 — глубинные разрывы между складчатыми и геосинклинальными системами; 19 — зона разрывов континентальной ступени; 20 — границы между региональными подразделениями

незначительного проявления складчатости фундамент слабо переработан, а его складчатая структура сохранилась почти в том виде, какой она приобрела на заключительном этапе геосинклинального режима. Она осложнена преимущественно разрывами, по которым передвигаются отдельные блоки фундамента.

Преобладающая часть территории регионов Северо-Востока и Дальнего Востока Советского Союза, исключая регионы, входящие в Тихоокеанский геосинклинальный пояс, развиваются в современную эпоху под воздействием орогенного режима и составляют восточный фланг единого орогенного пояса, протягивающегося от Тянь-Шаня до Чукотки. Орогенный режим характеризуется резким преобладанием восходящих движений — накопление осадков, слагающих тектонические тела, олицетворяющие этот режим, происходит в отдельных впадинах и прогибах, развивающихся на грабенах. Основную же роль в структуре орогенных регионов играет складчатый фундамент, образовавшийся в условиях геосинклинального режима, поэтому наиболее удобно орогенные области районировать по типу складчатых систем, из которых состоит этот фундамент, возникших на месте геосинклинальных систем. Такие системы выделены и перечислены выше. Для того, чтобы выяснить, под воздействием каких тектонических режимов сформировалась структура этих систем, необходимо проследить историю их тектонического развития. Но прежде чем это сделать следует внести некоторые уточнения в схему районирования Северо-Востока СССР, предложенную ранее (Геологическое строение СССР, т. II, Тектоника, 1968). В Верхоянскую складчатую систему необходимо включать Момский синклиниорий (прогиб) и Илин-Тасский горст-антиклинорий, которые по особенностям складчатой структуры ничем не отличаются от других региональных подразделений этой системы и генетически составляют с ней одно целое.

Кроме Верхоянской и Чукотской складчатых систем в качестве самостоятельного регионального подразделения следует выделять Олойскую складчатую систему. Граница этой системы с Омолонским массивом совпадает с Березовской шовной зоной, которую надо относить к Олойской системе. Ее граница с Чукотской системой проходит по Южно-Анюйскому глубинному разлому. Помимо Олойского прогиба эта система включает Новосибирские острова.

555 История тектонического развития Северо-Востока, особенно Дальнего Востока и проявившиеся здесь тектонические режимы выяснены еще не в полной мере. Объясняется это не только недостаточной изученностью этих регионов, но и тем, что история их развития анализировалась исходя из сложившейся идеи о проявлении двух циклов складчатости — мезозойского и кайнозойского. Согласно этой идее региональные подразделения различаются лишь временем завершения складчатости, а в остальном они сходны между собой. Последующая же история вообще не разбирается. Хотя еще Н. П. Херасков, а затем Ю. М. Пушаровский обратили внимание, что Верхоянская складчатая система в раннем и среднем палеозое развивалась не как геосинклиналь, а скорее по типу платформы (1960).

Попытаемся рассмотреть тектоническую историю Северо-Востока, применяя структурный анализ. Наиболее древние складчатые толщи, известные на Сибирской платформе, в Охотском и Омолонском срединных массивах, имеют архейский возраст. Неясен возраст метаморфических толщ, слагающих Чукотский массив, массив Срединного хребта на Камчатке и толщ, слагающих древние глыбы Бурейнского и Ханкайского массивов. Вероятнее всего, эти толщи надо относить к нижнему протерозою. Эти данные, а также погружения архейского фундамента Сибирской платформы на восток под Верхоянскую складчатую систему дают основание предполагать, что в архейское и раннепротерозойское время в пределах если не всего, то большей части Северо-Востока и Дальнего Востока, существовала кора континентального типа, сформировавшаяся в условиях протогеосинклинального режима. Но одновременно с образованием континентальной коры шло ее расчленение. Уже в раннем протерозое обособились два участка: северный, включающий Сибирскую платформу и Северо-Восток, и южный, в который входили Си-



хотэ-Алинская система и Буреинский массив. Северный участок представлял в конце раннего и среднего протерозоя протоплатформу, большая часть которой была сушей. Южнее же развился геосинклинальный режим, раздробивший древнее основание.

В конце среднего протерозоя протоплатформа раскололась и ее восточная часть находилась преимущественно под воздействием нисходящих движений, знаменующих наступление омогеосинклинального режима, на западе обособилась Сибирская платформа. Омогеосинклинальный режим, установившийся на Северо-Востоке, не вызывал глубокой переработки кристаллического основания. Здесь в позднем протерозое сформировались крупные прогибы, в которых накопились мощные осадки. Части этих прогибов наблюдаются в настоящее время в виде Юдомского прогиба, разделяющего Сибирскую платформу и Охотский массив, Столбовского горст-антиклинория, расчленяющего Колымский и Омолонский массивы, Быковского антиклинория. Прогибы также существовали в районе Новосибирских островов, на месте хребтов Полоусного и Черского. Между прогибами располагались слабо опускавшиеся или даже воздымавшиеся блоки, часть которых позднее превратилась в срединные массивы. Для восстановления всей сети прогибов и блоков протерозойского времени материалов еще недостаточно. В конце позднего протерозоя, а местами в начале раннего кембрия, по-видимому, произошло общее поднятие всей территории Северо-Востока, сопровождавшееся слабо выраженными складкообразовательными и метаморфическими процессами.

В области Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы в позднем протерозое и в кембрии существовали типичные геосинклинали, разделенные более устойчивыми глыбами, сохранившимися от раздробления фундамента. Геосинклинальный режим в пределах Буреинского массива завершился, вероятно, в конце кембрия, и последний оформился как срединный массив, который окаймлялся на севере и востоке геосинклинальной областью. Восточнее о. Сахалин эта область ограничивалась Центрально-Охотским массивом, продолжавшимся на Камчатку.

В ордовике территория Северо-Востока вновь начала опускаться, что сопровождалось усилением дифференциации движений второго этапа омогеосинклинального режима, под воздействием которого вся эта область развивалась до второй половины раннего карбона. В это время образовались глубокие прогибы на месте Верхоянского хребта, хребтов Черского, Полоусного, Новосибирских островов, Чукотской складчатой системы, включая о-в Врангеля. Это была единая система омогеосинклинальных прогибов, в центре которой располагались Колымский и Омолонский срединные массивы. Последний включал и Тайгоносский блок. На юге эта система прогибов ограничивалась Охотским массивом, а на восточном фланге Чукотским или Эскимосским массивом. В это время массивы сформировались в современных границах, лишь Охотский продолжался севернее этой границы.

Развитие прогибов и массивов шло разными путями. Массивы дробились разрывами на блоки. Это отражалось на усилении магматической деятельности. На втором этапе омогеосинклинального режима — от ордовика до девона главным образом внедрялись интрузии разного состава в том числе и дифференцированные. В третий заключительный этап, начиная с девона, на Колымском и Омолонском массивах изливались лавы кислого и среднего, реже основного состава. На Чукотском и Охотском массивах, расположенных на флангах, магматизм почти не проявлялся.

Прогибы развивались более спокойно. Здесь лишь местами образовались вулканогенные толщи, как, например, в Омудевском поднятии, и в ряде мест внедрились габбро-диабазы.

Закончился омогеосинклинальный режим восходящими движениями в раннем карбоне и образованием складок. Большая часть территории Северо-Востока в это время вышла из-под уровня моря, лишь в пределах Верхоянского хребта в ряде мест сохранились прогибы. Сформировавшийся структурный план характеризуется общим северо-восточным простираем складок на территории к северу и востоку от Омолонского массива и северо-западным в пределах Верхоянской системы и на Новосибирских островах.

Этот режим Ю. М. Пушаровский назвал режимом подвижной платформы (1960). Название неудачное, так как оно заставляет предполагать существование неподвижных платформ, а такие не существуют. Кроме того, по своим особенностям этот режим резко отличается от платформенного. Мною он был назван парагеосинклинальным (Тектоническая карта СССР, масштаб 1:2 500 000, 1966). Название это также неправильное, так как оно противоречит тому понятию парагеосинклинали, которое в него вкладывали Г. Штилле, предложивший это название, и В. В. Белоусов (1948).

По своим особенностям режим, под воздействием которого развивалась территория Северо-Востока Советского Союза, имеет много сходных черт с геосинклинальным, хотя и развивается на коре континентального типа. На это указывает мощность осадков, проявление в ослабленной форме складчатых процессов и магматизма. Выделяются две стадии развития: демиссионная и инверсионная, поэтому наиболее правильно называть его омогеосинклинальным (Спижарский, 1968).

С конца позднего карбона на Северо-Востоке начал проявляться геосинклинальный режим, но не одновременно и различно в разных местах. В зоне Верхоянского мегантиклинория одноименной системы омогеосинклинальный режим постепенно переродился в геосинклинальный без заметной перестройки структурного плана. Затем этот режим в пермское время распространился на восток до Колымского и Омолонского массивов, а в зоне Тасхаяхтахского мегантиклинория установился только в триасе. В Чукотской складчатой системе геосинклинальный режим установился в перми, а в Олойской системе с конца перми.

На некоторых участках, как например, на о-ве Котельном, геосинклинальный режим устанавливался на очень короткий срок или совсем не проявлялся. В связи с этим интересно отметить следующее явление — наиболее выражен геосинклинальный режим в зонах, где до этого происходила инверсия омогеосинклинального режима. Здесь началось дробление ранее образовавшегося складчатого основания, что привело к формированию нового структурного плана, который почти под прямым углом сечет прежний (Чукотская, Олойская и юго-восточная часть Верхоянской системы), и проявлению в начальную стадию магматизма с образованием спилитов, а также кремнисто-вулканогенных пород (Чукотская система). Все это обусловило формирование различных по структуре, особенностям магматизма и времени окончания геосинклинальных процессов складчатых систем. Для Верхоянской складчатой системы характерны линейно-складчатая структура для большинства участков с хорошо выраженными складками антиклинальной и синклинальной формы (складчато-глыбовая структура наблюдается лишь в бассейне р. Колымы), исключительно слабый вулканизм и гранитоидные интрузии, образовавшиеся в конце инверсионной стадии (конец юры — начало мела).

Чукотская складчатая система характеризуется складчато-глыбовой структурой с отдельными зонами хорошо выдержанных линейных складок: многочисленными продольными и секущими разрывными нарушениями, проявлением магматизма основного состава в вулканогенной и интрузивной формах в демиссионную стадию и сложным гранитоидным магматизмом инверсионной стадии.

Олойская складчатая система характеризуется глыбовым строением и крупными сундучными складками, осложненными брахиморфными, а в зонах разрывов линейными складками, продольными и секущими разломами, крупными впадинами инверсионной стадии и вулканизмом этой же стадии, а также гранитоидными и дифференцированными интрузиями от гипербазитов до щелочных. Общее направление структурного плана Чукотской и Олойской систем северо-западное, Верхоянская система в плане дугообразная, расщепляется на севере и юге на отдельные ветви.

Время геосинклинального развития этих систем разное: Верхоянской — с конца раннего карбона до первой половины раннего мела включительно, Чукотской — поздняя, местами ранняя пермь — конец первой половины раннего мела, Олойской — с триаса по апт.

От указанных систем значительно отличается Сихотэ-Алинская. В течение всего палеозоя, начиная с ордовика, в ее границах существовала геосинклиналь, по-видимому, распространявшаяся на восток до о-ва Сахалин включительно. Геосинклинальное развитие продолжалось и в мезозое до сантонского века. Для Сихотэ-Алинской геосинклинали характерны весьма длительная демиссионная стадия, продолжавшаяся до готерива или даже баррема, которая перед позднепермским временем осложнилась частной инверсией, и сравнительно короткая инверсионная стадия. Этим объясняется отсутствие перестроек структурного плана, которому свойственны линейные формы складок, осложненные глыбовыми перемещениями в зонах, примыкающих к Буреинскому и Ханкайскому массивам.

На первом этапе демиссионной стадии (ордовик — ранняя пермь) внедрились интрузии среднего и основного состава, а также образовались вулканогенно-кремнистые породы. Второй этап этой стадии (поздняя пермь — валанжин) характеризуется слабым магматизмом. Более интенсивен магматизм инверсионной стадии, когда по зонам разрывов образовались сложного состава интрузии, иногда ассоциирующиеся с эффузивами.

После завершения геосинклинального режима все складчатые системы, как и разделяющие их срединные массивы, развивались в условиях орогенного режима. Но одновременно с этим они испытывали воздействие со стороны сочленявшихся с ними геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса и, в первую очередь, Корякской и Сахалино-Хоккайдинской. Воздействие началось, когда геосинклинальное развитие складчатых систем только что заканчивалось. Оно выразилось в раздроблении континентальной коры и сформировавшихся складчатых систем глубинными разломами, по которым изливались лавы, образовавшие Охотско-Чукотский и Приморский вулканогенные пояса, и внедрялись многочисленные интрузии нередко сложного состава — от габброидов до щелочных гранитов. Поэтому в ряде случаев наблюдается переплетение процессов заключительного этапа геосинклинального режима и импозитивного режима. Выделение последнего в качестве самостоятельного режима диктуется такими соображениями: Охотско-Чукотский и Приморский вулканогенные пояса образовались в краевых частях складчатых систем и непосредственно сочленяются с геосинклинальными системами. Охотско-Чукотский пояс резко дискордантен и к структурному плану Чукотской, Олойской и Верхоянской складчатых систем и Омолонского срединного массива. Простираение Приморского пояса совпадает с общим структурным планом Сихотэ-Алинской системы. Последнее объясняется тем, что Сахалино-Хоккайдинская геосинклинальная система в целом имеет то же простираение. Образование поясов началось после завершения геосинклинального режима в складчатых системах. Участки этих систем, расположенные вдали от геосинклиналей, развивались в это же время под воздействием орогенного режима, для кото-

рого характерны восходящие движения. Это привело к блоковым перемещениям по старым и вновь возникшим разрывам, образованию грабенообразных впадин и в отдельных случаях излиянию базальтовых лав, как это было в Сихотэ-Алинской системе.

Некоторые участки Чукотской системы на севере, возможно, развивались в условиях койлогенного режима, который в конце неогена распространился и на Приморскую низменность.

Таким образом, история тектонического развития территории Северо-Востока и Дальнего Востока Советского Союза была очень сложной. Здесь проявились, начиная с докембрия, различные по особенностям движений и длительности режимы, под воздействием которых сформировались разные по структуре, магматизму и всему комплексу горных пород складчатые системы и срединные массивы и продолжают развиваться геосинклинальные системы и массивы Тихоокеанского пояса. Выделение же этих регионов в виде мезозойской и кайнозойской складчатости нивелирует эти различия и не дает возможности понять историю их развития и строение, а следовательно, и металлогенические особенности.

В. Н. ШОЛПО

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МОРФОЛОГИИ И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ ВЕРХОЯНЬЯ И КАВКАЗА

Сравнение между собой различных по времени своего развития и принадлежащих к разным тектоническим поясам складчатых областей представляет собой задачу, интересную с точки зрения типизации различных тектонических зон. Установление черт сходства и различия как в общем строении складчатой области, так и в морфологии отдельных складок должно послужить критерием для проверки наших представлений и гипотез о механизме формирования складчатости, выработанных на материале какой-то одной складчатой области. Верхоянье и Кавказ как нельзя более подходят для такого сравнительного анализа. Во-первых, мы имеем, с одной стороны, типичную геосинклинальную область альпийского возраста, а с другой — наиболее полно развитую складчатую область мезозойского тектогенеза. На материале Кавказа, как известно, вырабатывались многие представления об основных закономерностях развития геосинклиналией, о стадиях и этапах геосинклинального цикла, о месте складкообразования в процессе этого развития. Во-вторых, исследования последних лет на Кавказе (Сорский, 1962, 1964; Сорский и Шолпо, 1962; Кириллова, 1962, 1968; Шолпо, 1962, 1964) и в Верхоянье (Зоненшайн, 1965; Зоненшайн, Сборщиков, 1965; Сборщиков, 1969), посвященные различным аспектам проблемы складкообразования и опирающиеся на большой фактический материал по морфологии складчатости и внутренней структуре деформированных толщ, позволяют провести такое сравнение на одном уровне детальности.

Структурные профили через Верхоянский антиклинорий и через Большой Кавказ (его восточную половину, так называемый Сланцевый Дагестан) поражают своим удивительным сходством в морфологии отдельных складок и в общем облике структуры. На это сходство неоднократно обращали внимание геологи ВАГТа. Очень важно, что сходство обнаруживается не только в облике отдельных складок — всегда можно найти похожие складки в разных областях — и даже не только в облике общей структуры в поперечном сечении на профиле, а в определенной закономерной смене зон разных типов складок на площади

(рис. 1). В обоих случаях для окраины складчатой области характерны сравнительно простые деформации — зона флексур на Кавказе, пологие и флексурные складки в Верхоянье. К осевой части складчатой области они сменяются сначала зоной коробчатых складок, а затем зоной более интенсивных узких мелких складок. На Кавказе центральная часть мегантиклинория занята зоной килевидных и изоклиналиных складок.

На востоке Верхоянского антиклинория Л. П. Зоненшайн (1965) и И. М. Сборщиков (1969) выделяют зону узких линейных складок, в которой интенсивность деформации выше, чем в выделенной теми же авторами зоне коробчатых складок. Это как будто бы нарушает намеченную закономерность, так как создается впечатление, что здесь относительно простые деформации с двух сторон ограничены полосами более интенсивно деформированных пород. Но эти узкие линейные складки распространены только в южной части, в полосе широтного простиранья Верхоянского антиклинория. Севернее они постепенно «расплываются» и сливаются с зоной пологих структур. Кроме того, внимательный анализ структурных профилей позволяет отнести эти складки к коробчатым, от которых их отличает лишь большая протяженность по простиранию и сильная осложненность мелкими дисгармоничными складками. Однако подобные изменения облика коробчатых складок за счет мелкой дисгармоничной складчатости можно наблюдать довольно часто. На северном склоне Большого Кавказа облик коробчатых складок в верхнем лейасе меняется в зависимости от состава пород: в более однородных литологически толщах складки имеют сравнительно простую типично коробчатую форму, но как только разрез становится более гетерогенным появляются мелкие осложнения, иногда сильно искажающие общий облик крупных складок. На южном склоне Большого Кавказа, в полосе развития верхнеюрского и мелового флиша, мелкая дисгармоничная складчатость часто совершенно затушевывает коробчатый облик крупных структур.

Таким образом, в целом общая закономерность — увеличение интенсивности деформации от периферии складчатой области к осевой части — выдерживается и в Верхоянье и на Кавказе. Некоторым отклонением является наличие в осевой зоне Кавказа изоклиналиных и килевидных складок большой амплитуды, пронизанных кливажом, параллельным осевой плоскости. В Верхоянье складки такого типа отсутствуют — зона наиболее интенсивных складок этой области скорее аналогична открытым дугообразным складкам Кавказа, переходным к зоне наиболее интенсивных деформаций. На западе Верхоянского антиклинория эта зона складчатости ограничена разломом, отделяющим антиклинорий от Приверхоянского краевого прогиба. Зона сочленения не всегда выражена на поверхности разломом. Иногда она представлена крутой флексурой, но так или иначе, по этому шву складчатый комплекс Верхоянья оказывается срезанным. Южное крыло Большого Кавказа тоже срезано разломом, по которому с ядром мегантиклинория сочленяется иная структурно-историческая зона — флишевый синклинорий. Тем не менее в мегантиклинории Большого Кавказа зоны разного типа складок оказываются развитыми более полно, в то время как в Верхоянье отсутствует зона изоклиналиных складок.

Однако, несмотря на отмеченные существенные черты сходства в общем строении и в морфологии отдельных складок, в общей закономерной смене разных типов складок на площади, толкования условий образования складчатости в этих областях весьма различны. Существуют совершенно противоположные представления о характере и направлении сил, вызывающих деформацию. Для всего Кавказа и для различных его частей все с большей очевидностью выясняется, что ведущую роль в процессе деформации играют вертикальные силы, причина и источник

которых находятся внутри самой геосинклинали. Исследователи, рассматривающие Верхоянье, склонны считать причиной складкообразования горизонтальные силы, приложенные к складчатой области извне, со стороны Колымского массива. Наиболее ясно эти представления были высказаны впервые в работах Н. П. Хераскова (Херасков, 1935; Херасков, Колосов, 1938). Все последующие исследователи, описывая новый фактический материал, так или иначе развивали эти идеи (Пушаровский, 1960; Зоненшайн, 1965; Зоненшайн, Сборщиков, 1965; Сборщиков, 1969), которые ныне являются господствующими. Однако высказывались представления и о ведущей роли вертикальных сил (Вихерт, 1959, 1960; Резанов и Зарудный, 1962; Резанов, 1968), хотя в этих работах не уделялось специального внимания складчатости.

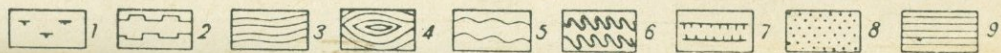
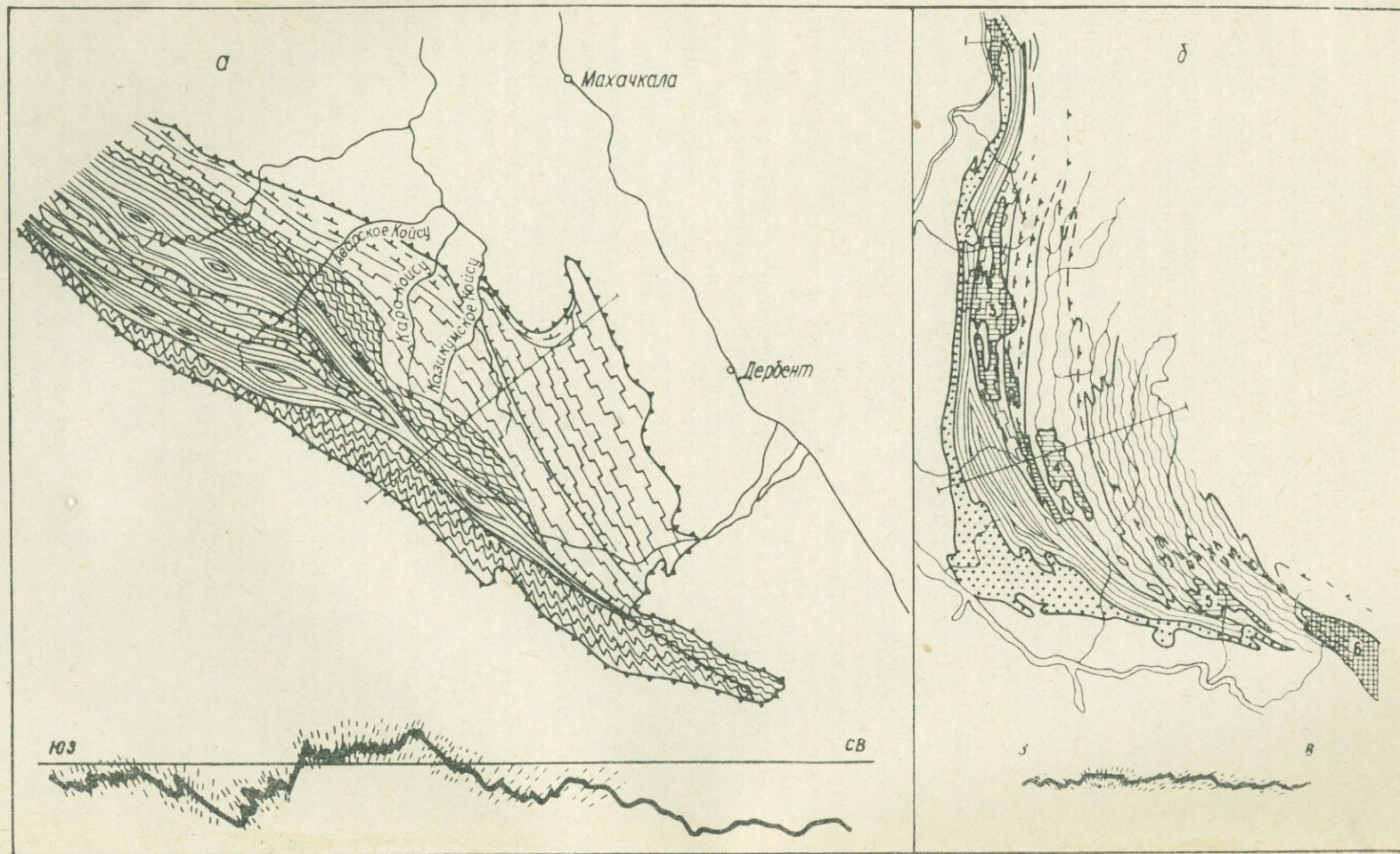
Исследование морфологии складок и внутренней структуры деформированных толщ в различных структурно-исторических зонах Кавказа дало возможность установить кинематику процесса деформации в разных по морфологии зонах складок и наметить общую картину процесса формирования всей складчатой области. Поскольку фактический материал и основы этих представлений были в свое время опубликованы, мы остановимся на них очень кратко.

В зонах флексур, коробчатых складок и открытых дугообразных складок ведущим типом деформации является поперечный изгиб пластов. Этот процесс осложняется послыйным течением материала пластов и нагнетанием вещества в области пониженного давления, в результате чего возникают характерные дисгармоничные складки, осложняющие крупные структуры: «уши» в коробчатых складках, мелкую складчатость в замках дугообразных складок и т. д.

В осевой зоне мегантиклинория, зоне килевидных и изоклинальных складок, как выясняется из соотношений между кливажом и напластованием, а также мелких дислокаций, связанных с кливажом, ведущую роль в процессе деформации играет пластическое течение вещества, охватывающее всю массу горных пород и направленное вверх вдоль поверхности кливажа.

Сопоставление кинематики деформации в разных зонах складчатости с историей развития колебательных движений осевой зоны мегантиклинория Большого Кавказа позволило высказать предположение о том, что процесс возникновения и развития поднятия в центральной части геосинклинали прогиба может рассматриваться как всплытие и внедрение «глубинного диапира» (Белоусов, 1960; Сорский, 1962, 1964, и др.). В объем всплывающих пород включается часть доинверсионного разреза осадков, располагающихся непосредственно выше глубинных гранитизированных масс. Осевая часть мегантиклинория оказывается, по существу, выходом на поверхность ядра такого диапира, и складки, которые здесь расположены, являются складками скальвания или течения, возникающими в результате неравномерного движения масс. Поверхности скальвания (кливаж) ориентируются по направлению этого движения и представляют собой как бы запечатленные следы восходящего потока. На крыльях мегантиклинория метаморфические толщи не выходят на поверхность, оставаясь на глубине под вышележащими отложениями. Активные потоки стремящегося вверх вещества здесь оказываются скрытыми на глубине, но в покрывающей их толще пород они создают неравномерное вертикальное давление, которое и приводит к формированию складок главным образом поперечного изгиба.

В развитие этих представлений было предложено (Шолпо, 1964) понятие об этажах деформации, каждый из которых включает в себя комплекс пород, испытавших один тип деформации в сходных условиях. Границы между этапами характеризуются резкой дисгармонией регионального распространения, не соответствуют возрастным стратиграфическим границам и неизбежно должны их пересекать (в этом состоит



принципиальное отличие этажей деформации от структурных или структурно-исторических этажей). В осевой зоне мегантиклинория Большого Кавказа отчетливо выделяются два этажа деформации: нижний, где основной тип деформации — пластическое течение масс, и верхний, где преобладающий тип деформации — поперечный изгиб пластов. Деформации нижнего этажа можно назвать активными, поскольку здесь источник движения заключается внутри самого объекта деформирующихся пород, а силы, приложенные к ним, — объемные. Тогда деформации верхнего этажа следует назвать пассивными, так как деформирующие силы приложены к этим породам извне.

Имеющийся в литературе фактический материал по морфологии складок Верхоянья и по внутренней структуре деформированных толщ, как нам кажется, допускает двойное толкование условий формирования структур. Во всяком случае, представление о том, что вся эта складчатая область образована горизонтальными сминающими силами, не может считаться бесспорным и оставляет много неразрешенных противоречий. Одним из главных свидетельств продольного изгиба пластов и, стало быть, горизонтального сжатия всей складчатой области в целом исследователи Верхоянья считают наличие следов растяжения на кровле пластов в сводах антиклиналей и сжатия — в подошве (Зоненшайн, 1965; Сборщиков, 1969). Однако совершенно такие же явления должны возникнуть в условиях поперечного изгиба жестких пластов, заключенных в более пластичные породы. Коробчатые складки Верхоянья до мелочей похожи на коробчатые складки Дагестана. Так же, как и на Кавказе, во внутренних частях их ядер, там, где удаётся увидеть глубокие горизонты, наблюдается сложная мелкая дисгармоничная складчатость. И. М. Сборщиков объясняет ее «недостаточностью пространства» при образовании концентрических складок, однако не исключено, что эта складчатость свидетельствует о нагнетании вещества в ядра растущих антиклиналей и образований «мягкого штампа», формирующего складку.

Дисгармоничные складки, осложняющие перегибы от сводов к крыльям коробчатых антиклиналей, так называемые «уши», во всех случаях, которые приводят авторы работ по Верхоянью, имеют вертикальные или близкие к тому осевые поверхности. Из работ М. В. Гзовского (1962) по экспериментальному воспроизведению складок известно, что именно такую ориентировку приобретают складки при поперечном изгибе слоев. Эти данные содержат убедительные свидетельства в пользу того, что коробчатые складки Верхоянья являются складками поперечного изгиба.

С позиций горизонтальных сжимающих сил невозможно понять наблюдающуюся правильную зональность складчатости Верхоянья; не находят объяснения закономерные соотношения поверхности кристаллического основания со складками в осадочном чехле; оказываются совершенно не связанными со складчатостью интересные данные о распространении кливажа в Верхоянском антиклинории. Все это заставляет попытаться применить и к этой области концепцию глубинного диапира.

Рис. 1. Морфологические типы складчатости:

а — восточная половина Большого Кавказа, б — Верхоянский антиклинорий (по И. М. Сборщикову)

1 — зона флексур, 2 — зона коробчатых складок, 3 — зона открытых дугообразных складок, 4 — зона килевидных и изоклинальных складок, 5 — зона пологих складок в Верхоянье, 6 — опрокинутые килевидные складки южного крыла мегантиклинория Большого Кавказа, 7 — наложенные кайнозойские грабены, 8 — зона сочленения Верхоянского антиклинория и прогиба, 9 — поднятия в пределах Верхоянского антиклинория. Цифрами обозначены: 1 — Хараулахский выступ, 2 — Ажарджанское, 3 — Сынги-Собопольское, 4 — Куранахское, 5 — Барайнское, 6 — Сетте-Дабанский выступ. На врезках — условные профили, показывающие соотношение общей структуры, складчатости и регионального кливажа

Если принять эту гипотезу, то аналогия с Кавказом будет уже не только внешней и поможет нам понять многие черты структуры Верхоянья. Зона наиболее интенсивных складок этой области не вполне совпадает со структурной осью антиклинория, хотя и близка к ней. Однако вдоль этой зоны располагается цепь поднятий, протягивающихся почти параллельно оси антиклинория от Хараулахского краевого выступа на севере до Сетте-Дабанского на юге. Таким образом, полосе наиболее интенсивных деформаций в осадочном чехле соответствует приподнятое положение фундамента. Это положение подтверждается, по свидетельству И. М. Сборщикова (1969), и геофизическими данными: «зонам ослабленной складчатости (коробчатые, флексурные и пологие структуры) соответствует максимально глубокое положение фундамента (14 км), а относительное его воздымание (до 10 км) отмечается в зоне линейных сильно сжатых структур». Более того, в краевых выступах — Хараулахском и Сетте-Дабанском нижне- и среднепалеозойские породы фундамента вовлечены в складчатость и смяты вместе с породами верхоянского комплекса. Представляется, что это не случайный срыв верхней части фундамента деформирующимся, сминаемым внешними силами осадочным чехлом, как полагают сторонники горизонтального сжатия, а вполне закономерное явление, отражающее взаимоотношение верхоянского комплекса с подстилающим его фундаментом. Возможно, что именно здесь, в краевых выступах, мы можем наблюдать глубокий этаж деформации, нигде не выходящий на поверхность в других местах Верхоянского антиклинория.

Тогда все зоны складчатости, развитые в пределах Верхоянского антиклинория, должны быть стнесены к верхнему этажу деформации, где деформация происходит пассивно под воздействием вертикальных сил, идущих от скрытых на глубине активных масс. Затухание степени деформированности пород к востоку, естественно, связано с тем, что в эту сторону происходит погружение фундамента и ослабление вертикальных воздействий. Зональность складчатости в Верхоянье имеет, по-видимому, совершенно такую же природу, как и на Кавказе, с той только разницей, что на Кавказе выход на поверхность ядра глубинного диапира — нижнего этажа деформации — занимает более широкие площади. В Верхоянье же он почти совершенно скрыт на глубине. Причину этого различия мы попытаемся понять дальше.

Интереснейшие данные о региональном распространении кливажа в Верхоянье, впервые приведенные И. М. Сборщиковым (1969), показывают, что и здесь кливаж оказывается тесно связанным со складчатостью. На схеме этого автора (рис. 1б — врезка) ясно видно, что кливажные поверхности параллельны или почти параллельны осевым поверхностям складок и в целом образуют отчетливо выраженную веерообразную структуру. То же явление наблюдается на Кавказе (рис. 1а — врезка). Если считать кливаж индикатором активного движения вещества во время деформации, то можно думать, что и Верхоянье, как и Кавказ, сформировано главным образом действием вертикальных сил, причем источник их находится внутри самой геосинклинали, внутри самой развивающейся складчатой области.

Для того, чтобы подойти к причинам сходства и различия складчатости Верхоянья и Кавказа, понять причины «недоразвитости» складчатости Верхоянья, необходимо сопоставить и сравнить историю вертикальных колебательных движений этих областей. Режим колебательных движений является одной из важнейших тектонических характеристик, позволяющих классифицировать различные тектонические зоны. На связь этого явления со складчатостью неоднократно указывалось многими исследователями.

Автором на материалах по истории развития Кавказа была предложена методика количественной оценки режима вертикальных колеба-

тельных движений, позволяющая сопоставлять между собой различные по времени своего развития и по размерам области. Было сделано сопоставление Большого и Малого Кавказа (Шолпо, 1968, 1969). Для такого сопоставления карты равных мощностей отложений пересчитываются в карты равных скоростей осадконакопления или прогибания. Затем измеряются площади, занятые различными интервалами скоростей, и вычисляется доля этих площадей в процентах к общей площади. После этого строятся графики распределения скоростей по площади. Уже сам характер этих графиков дает представление о подвижности области в тот или иной отрезок времени, о контрастности или мере «геосинклинальности» режима движений. Однако более наглядными оказываются вычисленные по этим графикам методом средневзвешенного средняя скорость, которая характеризует интенсивность движений, и дисперсия скоростей, которую условно можно принять за меру контрастности движений. Поскольку при расчетах мы переходим от мощностей к скоростям, а все измеренные площади выражены в процентах к общей площади, это позволяет сравнивать между собой самые разные тектонические области.

Для Кавказа такая работа была проделана на основе карт мощностей, составленных для альпийского цикла развития А. А. Сорским в 1966 г. Для Верхоянья были использованы карты, составленные И. А. Резановым и Н. Н. Зарудным (1962).

На графиках средней скорости и дисперсии (рис. 2) видно, что на Кавказе альпийский цикл развития четко делится на три этапа. Первый — доинверсионное прогибание, второй — период между частной и общей инверсией, третий — общая инверсия и орогенная стадия. На первом этапе область имела достаточно большую подвижность и высокую контрастность движений. После частной инверсии наступает этап спокойного тектонического режима, близкого к платформенному. Этот этап занимает довольно большой отрезок времени — от верхней юры до начала кайнозоя. На третьей заключительной стадии интенсивность и контрастность движений резко возрастает, при этом средняя скорость и дисперсия даже превышают те значения, которые характерны для доинверсионного этапа. Это связано с очень интенсивным прогибанием передовых и межгорных прогибов. Соответственно этому графики средней скорости и дисперсии для Большого Кавказа имеют отчетливо выраженные три ветви.

Для Верхоянья характерна существенно иная картина. В нижней перми, в начале накопления верхоянского комплекса, средняя скорость прогибания и контрастность движений довольно высоки и сопоставимы с типичными для геосинклиналей. Однако с течением времени наблюдается постепенное снижение средней скорости и контрастности, и к концу мелового периода, когда область окончательно становится сушей, эти две меры режима колебательных движений становятся близкими к платформенным. Если на Кавказе геосинклинальное развитие завершается мощными движениями орогенной фазы, то в Верхоянье происходит постепенное отмирание геосинклинального режима и переход к платформенному развитию. Отсутствие орогенной стадии как особенности Верхоянья отмечалось многими исследователями ранее (Спрингис, 1961; Вихерт, 1959, 1960; Резанов, Зарудный, 1962; Резанов, 1968).

На Кавказе процесс горообразования непрерывно продолжает предшествующее развитие и происходит сразу вслед за образованием складчатости, а для окраинных его частей одновременно с ним. В Верхоянье складкообразование и возникновение горной страны отделены во времени продолжительным интервалом платформенного развития.

Для осевой зоны мегантиклинория Большого Кавказа движения орогенного этапа имели главным образом блоковый характер. Складчатость в осевой зоне в своих главных чертах была уже сформирована,

и эти движения могли привести лишь к некоторым осложнениям уже сформировавшихся структур осевой зоны. Однако блоковые воздымания большой амплитуды (не менее 2—3 км) вывели на поверхность глубокий этаж деформации, а в некоторых местах и более глубокие части коры, где вскрыты гранитизированные массы пород (Дарьяльский массив). Этого не произошло в Верхоянье отчасти из-за того, что движения были более слабыми, отчасти из-за почти вдвое большей мощности отложе-

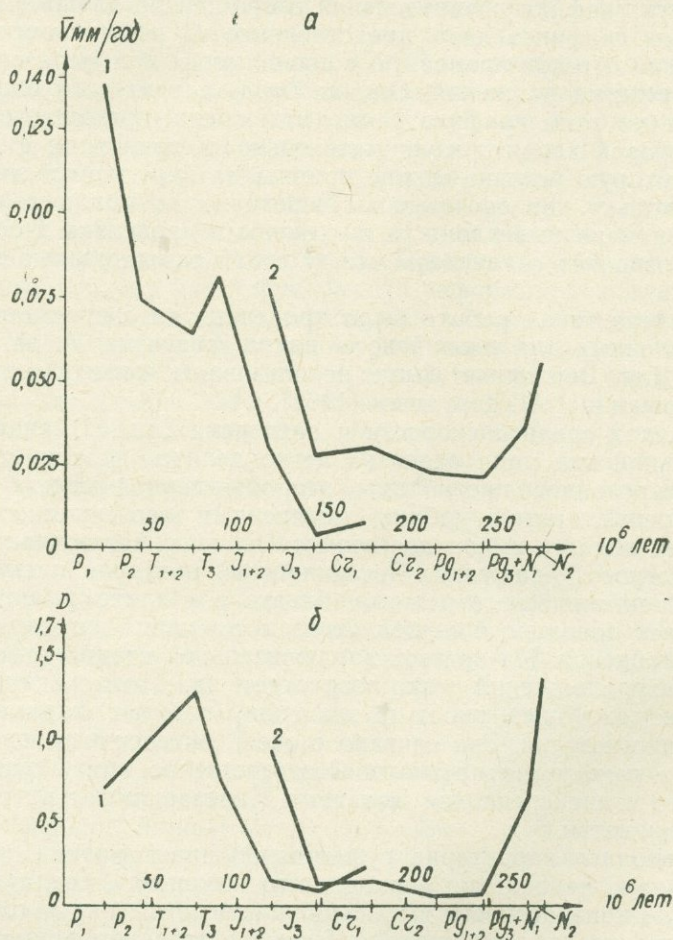


Рис. 2. Графики: а — средней скорости нисходящих движений, б — дисперсии или контрастности движений
1 — Верхоянье, 2 — Большой Кавказ

ний. Относительно более слабые движения привели к тому, что антиклинорий на поверхности сложен породами только верхнего этажа деформации, а активные массы глубокого этажа оказались скрытыми из глубине.

Проведенный сравнительный анализ, разумеется, не разрешает очень многих вопросов механизма складкообразования. Остаются необъяснимыми очень многие черты строения Верхоянья; одной из главных является связь со складчатостью разрывных нарушений различных порядков. Прделанную работу следует рассматривать лишь как первую попытку осмысления наблюдающихся в Верхоянье структур с позиций вертикальных движений и сил, формирующих складчатость. Как нам кажется, эта попытка достаточно ясно показывает, что формирование таких

разных по положению в общей структуре земной коры областей идет принципиально по одному пути. Причиной деформаций в складчатых областях являются глубинные силы, вызванные физико-химическими преобразованиями вещества в земной коре. Источник сил, формирующих складчатость, всегда находится внутри самой складчатой области.

А. В. КОРОБИЦЫН

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И ОСНОВНЫЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ВЕРХОЯНСКОЙ МИОГЕОСИНКЛИНАЛИ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Однообразный терригенный состав верхнепалеозойских и мезозойских пород Верхояно-Колымской складчатой системы, выделенных Н. П. Херасковым (1935) в верхоянский комплекс, в значительной степени затрудняет палеотектонические реконструкции и формационный анализ. Из-за слабой стратиграфической изученности его нижней части до недавнего времени считалось, что заложение миогеосинклинали произошло в ранней перми (Шутов, 1958; Коссовская и др., 1960; Вихерт, 1960; и др.).

Благодаря тематическим исследованиям по стратиграфии верхнего палеозоя Верхоянья (Абрамов, 1961, 1963; Мусалитин, 1961; Соломина, 1962; Каширцев, Булгакова, 1961; Наумов, 1959; и др.) в начале 60-х гг. были фаунистически доказаны в нижней части разреза верхнего палеозоя все три раздела каменноугольной системы. Ранее они считались нижнепермскими.

На основании новых данных по стратиграфии и вещественному составу пород верхнего палеозоя осадочные формации рассматривали В. А. Виноградов (1965), Н. А. Игнатченко (1966), М. Д. Булгакова (Булгакова и др., 1966), Г. С. Гусев (1966) и другие.

В 1968 г. М. Д. Булгаковой в визейских отложениях установлены терригенно-спонголитовая (атырдахская свита) и диамиктитовая (свита крестяжских конгломератов) формации для Хараулаха и туфово-кремнистая (куранахская свита) для Сетте-Дабана. Таким образом, основание верхоянского комплекса представлено довольно разнообразными формациями, а заложение его произошло в начале визейского века.

Осадочные формации визейского возраста приняты по данным М. Д. Булгаковой 1968 г. и характеризуются кратко, так как литология этих образований подробно рассмотрена ею в ряде статей (Булгакова, 1966, 1967; Булгакова и др., 1969). Вышележащая часть верхнего палеозоя формационно расчленена автором на основании изучения литологии ряда опорных разрезов и использования литературных данных.

Под осадочной формацией (или литофациальным комплексом) понимается парагенетическая совокупность литологических типов пород, отвечающая определенной физико-географической обстановке в развитии данной территории. Тектоническое районирование Верхоянской антиклинальной зоны принято по К. Б. Мокшанцеву и др. (1964). В пределах этой зоны ими выделены с севера на юг Хараулахский (от устья р. Лены до р. Бэрис), Орулганский (междуречье Бэрис — Юндюлюн), Куранахский (междуречье Юндюлюн — Тумара), Бараинский (междуречье Тумара — Томпо) антиклинорий и Сетте-Дабанский горст-антиклинорий (междуречье Томпо — Мая). Осадочные формации рассматриваются отдельно по антиклинориям с севера на юг.

Хараулахский антиклинорий. В визейских отложениях в устье Лены устанавливается диамиктитовая формация. Она представлена ритмич-

ной толщей чередования морских глыбовых, валунных и крупногалечных известняковых и диабазовых по составу конгломератов, диамиктитов с прослоями окремненных витрокластических туфов и алевролитов (Булгакова, 1967). Видимая мощность этих образований более 200 м.

Несколько южнее, около о-ва Тит-Ары, на юго-западном крыле антиклинория в визейских отложениях выделяется терригенно-спонголитовая формация, состоящая (Булгакова, 1966) из чередования морских отложений — спонголитов, известковисто-глинистых фтанитов и темно-серых алевролитов. Мощность формации 250 м.

В осевой зоне антиклинория, южнее бухты Тикси, распространена терригенная полимиктовая формация. По данным В. А. Виноградова (1959, 1965), она состоит из двух крупных ритмов, нижняя и средняя части которых представлены различными темно-серыми сланцами (серпичито-биотито-кварцевыми и биотито-карбонатными), а верхняя состоит из серых мелкозернистых полимиктовых метаморфизованных песчаников и алевролитов. Мощности этих ритмов 1 300—2 000 м. Кроме такого типа ритмичности отмечается более мелкая, выраженная чередованием алевролитов и сланцев с песчаниками в нижней и средней частях крупных ритмов. Возраст формации условно определяется нижнекаменноугольным.

Характер взаимоотношений между этими формациями неясен, но они все согласно без видимого перерыва с литологически отчетливой границей перекрываются известковисто-алевроито-глинистой формацией. На юго-западном крыле антиклинория она состоит из чередования морских образований — преобладающих темно-серых аргиллитов, иногда алевроитистых, с глинистыми известняками, содержащими прослойки органогенных известняков и желваки фосфоритов. Возраст формации — намюрский (тиксинская свита). Мощность 930—1 200 м. На восточном крыле антиклинория эта формация имеет каменноугольный возраст (хоптинская свита, по В. А. Виноградову) и представлена морскими отложениями — темно-серыми аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников. Мощность формации 2 500 м. Несколько южнее, на правом берегу р. Хараулаха, верхние горизонты формации, по данным В. П. Нелюбина, 1965 г., имеют, возможно, нижнепермский возраст, поскольку вышележащая верхоянская свита представлена преимущественно глинистыми алевролитами. Мощность формации здесь более (?) 4 000 м.

Стратиграфически выше устанавливается терригенная полимиктовая формация среднекаменноугольно-пермского возраста. Она распространена наиболее широко в Хараулахе и имеет более или менее отчетливо литологически выраженную нижнюю и резкую верхнюю границы. В приплатформенной зоне (в междуречье Кёнгдея и Чубукулаха) формация имеет пермский возраст и трансгрессивно перекрывает нижнепалеозойские карбонатные породы. Несколько восточнее (о-в Тит-Ары и южнее) она соответствует объему верхоянской и хараулахской свит (средний карбон — пермь), а на восточном крыле антиклинория (междуречье Хараулаха и Куолая) — хараулахской свите (верхняя пермь). Формация состоит из толщ чередования темно-серых алевролитов и серых песчаников мелко- и среднезернистых полимиктовых (аркозовых) и реже (внизу) — олигомиктовых. Характерной особенностью формации на юго-восточном крыле антиклинория является крупная (в масштабе свит) и мелкая ритмичность мощностью 50—100 м обратного типа (аргиллиты и алевролиты внизу, а песчаники вверху ритмов), детально рассмотренная И. С. Грамбергом и др. (1961). На восточном крыле антиклинория ритмичность проявляется неотчетливо в крупном чередовании пачек существенно песчаных пород и пачек переслаивания их с алевролитами. В песчаниках изредка встречаются линзы малой мощности внутриформационных алевролитовых конгломератов и крайне

редко — полимиктовых, состоящих из мелких галек кислых эффузивов, гранит-порфиров, кремней, доломитов, песчаников и алевролитов. Мощность формации с 450 м в приплатформенной части увеличивается к востоку на западном крыле антиклинория до 2 000 м, а на его восточном составляет более 3 000 м.

Орулганский антиклинорий. В зоне Орулганского надвига в бассейне р. Ага-Кукан верхоянский терригенный комплекс трансгрессивно залегает на турне-визейской (?) карбонатной формации. Базальная толща его представлена мощными крупно- и среднегалечными полимиктовыми конгломератами (Булгакова и др., 1969). В осевой зоне антиклинория (междуречье Юэл-Сиктяха и Собопола) в нижней части верхнего палеозоя устанавливается лимническая (?) угленосная формация, соответствующая былькатской свите условно намюрского возраста (Соломина, Мусалитин, 1965). Она состоит из прибрежно-континентальных отложений — серых и желтовато-серых песчаников мелко- и среднезернистых олигомиктовых с редкими прослоями темно-серых углистых алевролитов и пропластками каменного угля мощностью от 0,2 до 0,5 м, представленного антрацитом. В южной части выходов формации отмечаются линзы полимиктовых конгломератов из мелкой гальки углисто- и слюдисто-кремнистых сланцев, кремней, кварца, аплитов и гранитов. Нижняя граница формации неизвестна, а верхняя проводится условно по исчезновению пропластков угля. Видимая мощность формации — 600 м.

Выше угленосной выделяется терригенная олигомиктовая формация нижнего карбона (верхняя часть агакуканской и безугольная былькатская свиты в западной части севера Орулгана) и среднего карбона (сетачанская свита). Эта формация состоит из прибрежно-морских песчаников серых мелко- и среднезернистых олигомиктовых и реже полимиктовых с подчиненными прослоями темно-серых алевролитов. В крайней северо-западной части выходов формации (бассейн р. Ага-Кукан) установлены толща и отдельные пласты полимиктовых конгломератов из крупной и средней гальки кварца, кремней, фтанитов, катаклазированных гранитов, песчаников и алевролитов. Мощность толщи конгломератов более 200 м. В строении формации в центральной части антиклинория отмечается крупная ритмичность мощностью 300—450 м обратного типа: алевролитовые породы слагают нижние, а песчаные — верхние части ритмов. В южной части антиклинория отмечается один крупный ритм (сетачанская свита) такого же строения мощностью 1 000 м. Мощность формации увеличивается с запада на восток и на юг от 400 до 1 500 м.

Стратиграфически выше довольно отчетливо выделяется известково-алеврито-глинистая формация. Нижняя граница ее выражена литологически довольно резко повсюду в Орулганском антиклинории — в основании юпенчинской свиты. Верхняя граница имеет «скользящий» характер — на западном крыле южной части антиклинория она находится в кровле юпенчинской свиты (средний карбон), в северной его части — в кровле сиздерской свиты (основание перми), а на восточном крыле — в кровле эчийской и ее частичного аналога унгохтаховских свит (в средней части нижней перми). Формация представлена морскими темно-серыми аргиллитами (на востоке превращенными в филлитовидные сланцы), известковистыми алевролитами с редкими прослоями серых мелкозернистых песчаников и тонкими линзами органогенных и глинистых известняков. В северо-западной части выходов формации (бассейн Унгохтаха) отмечаются очень редкие линзы конгломератов из мелкой гальки кварца, кремней и других пород. Мощность формации с 800 м на западе антиклинория увеличивается до 4 000 м на востоке.

Над рассматриваемой формацией устанавливается терригенная полимиктовая. У нее соответственно изменяется возраст нижней границы. Верхняя граница в северной части антиклинория совпадает с кровлей

перми, а на юге условно проводится по появлению каменных углей. Формация представлена прибрежно-морскими алеврито-песчаными отложениями. Песчаники серые мелко- и среднезернистые полимиктовые, реже олигомиктовые, чередуются с темно-серыми глинистыми алевролитами. Для песчаников характерны тонкие линзы внутрiformационных конгломератов с лепешковидными мелкими и средними гальками алевролитов и аргиллитов. Изредка отмечаются линзы полимиктовых конгломератов из мелкой и средней гальки кислых эффузивов, кремней, кварца, кварцитов, гранит-порфиров и других пород. Ритмичность характерна для восточного крыла антиклинория, где она обычно обратного типа. Мощность ритмов 150—250 м; на западном крыле антиклинория ритмичность выражена не так отчетливо. Мощность формации 3 000—3 500 м.

В южной части антиклинория выше выделяется паралическая угленосная формация верхнепермского возраста. Верхняя граница ее отчетлива и совпадает с кровлей перми. Формация состоит из чередования прибрежно-морских и континентальных серых песчаников мелко- и среднезернистых, полимиктовых и темно-серых углистых алевролитов. Для нее характерна мелкая (15—25 м) ритмичность прямого и обратного типов и ритмичность более крупная (100—150 м), проявляющаяся в чередовании пачек песчаников и пачек переслаивания их с алевролитами, часто угленосными. Мощность формации на западном крыле юга антиклинория достигает 1 500 м, а на восточном — до 200 м.

Куранахский антиклинорий. Отложения древнее среднекаменноугольного возраста в антиклинории не вскрываются. В связи с этим начало заложения геосинклинального прогиба остается неясным. Нижняя часть верхнепалеозойских отложений — средний и верхний карбон и низы нижней перми (имтанджинская, солончанская и кыгылтасская свиты) выделяются в терригенную полимиктовую формацию. На юго-западном крыле и в осевой части антиклинория она состоит из грубо ритмичного чередования прибрежно-морских, редко континентальных, серых и зеленовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников и темно-серых алевролитов. В песчаниках отмечаются линзы и пласты гравелитов и полимиктовых конгломератов, а также конгломерато-брекчии и конгломераты из лепешковидных галек алевролитов и аргиллитов. Очень редко отмечаются пропластки каменного угля (до 0,4 м). Видимая мощность формации более 2 500 м. На северо-восточном крыле антиклинория (верховья р. Бытантая) намечается ее фаціальное выклинивание — нижняя часть (имтанджинская свита) становится существенно аргиллитово-алевролитовой и может быть отнесена к известковисто-алевро-глинистой формации. Мощность терригенной формации здесь 800 м.

Стратиграфически выше устанавливается известковисто-алевро-глинистая формация нижнепермского возраста (эчийская свита). Она представлена морскими темно-серыми аргиллитами, алевритистыми аргиллитами с редкими прослоями серых мелкозернистых олигомиктовых песчаников и линзами глинистых и органогенных известняков. Количество песчаных прослоев увеличивается на юго-западном крыле антиклинория. Ритмичность в строении формации выражена недостаточно отчетливо, на юго-западе и северо-востоке антиклинория отмечаются обратные ритмы (150—250 м) чередования аргиллитов и глинистых алевролитов. Мощность формации с 700 м на юго-западном крыле антиклинория увеличивается до 1 300 м в его осевой зоне и сокращается до 1 000 м на северо-восточном крыле.

Выше по разрезу выделяется терригенная полимиктовая формация ниже-, верхнепермского возраста (хабахская и нижняя половина тумаринской свиты на юго-западном крыле антиклинория, хабахская, тумаринская, деленжинская и нижняя подсвиты дулгалахской свиты — на

северо-восточном). Она представлена чередованием прибрежно-морских серых песчаников мелко- и среднезернистых полимиктовых (аркозовых и граувакковых) с темно-серыми глинистыми алевролитами. В песчаниках изредка содержатся линзы полимиктовых конгломератов, внутриформационные брекчии и чаще — мелкогалечные конгломераты с обломками и плоскими гальками алевролитов и аргиллитов. Ритмичность выражена отчетливо в масштабе свит (Андрианов, 1966). Их нижние части состоят из аргиллито-алевролитовых, а верхи — из алевролито-песчаных пород. Мелкая ритмичность (20—30 м) наиболее характерна для нижних подсвит на юго-западном и верхних — на северо-восточном крыльях антиклинория. В ней отмечаются прямые и чаще обратные ритмы. Мощность формации на юго-западном крыле антиклинория — 1 000 м, на северо-восточном — 2 400 м.

Стратиграфически выше залегает паралическая угленосная формация верхней перми (верхняя часть тумаринской, деленжинская и дулгалахская свиты на юго-западном крыле антиклинория и верхняя подсвита дулгалахской — на северо-восточном). Нижняя ее граница проводится условно по появлению первых пропластков каменного угля, верхняя резко выражена литологически и соответствует кровле перми. Формация состоит из чередования крупных пачек прибрежно-морских и континентальных песчаников светло- и зеленовато-серых средне- и мелкозернистых, пачек темно-серых морских алевролитов и пачек ритмичного переслаивания этих пород. В песчаниках и ритмичных пачках имеются редкие пропластки и пласты каменного угля мощностью от 0,2 до 2 м, редко — линзы полимиктовых конгломератов. На юго-западном крыле антиклинория отмечается неотчетливая ритмичность в масштабе свит. В низах преобладают алевролитовые, а в верхах — песчаные породы. Мелкая ритмичность (10—20 м) проявлена более отчетливо (прямые и обратные ритмы). Мощность формации на юго-западном крыле антиклинория составляет 2 500 м, на северо-восточном сокращается до 300 м.

Бараинский антиклинорий. В субширотной части Западного Вербояня, представленной Бараинским антиклинорием, в нижней части верхнего палеозоя на юго-западном его крыле устанавливается терригенная полимиктовая формация среднекаменноугольно-нижнепермского возраста (имтанжинская, солончанская и кыгылтасская свиты). Она сложена прибрежно-морскими песчаниками серыми и зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми и реже олигомиктовыми, чередующимися с подчиненными темно-серыми алевролитами. В средней части формации отмечаются линзы и пропластки полимиктовых гравелитов и конгломератов из гравия и галек кварца, кремней, кислых эффузивов, слюдисто-кремнистых сланцев, гранитов, гнейсов, песчаников и алевролитов. В осевой зоне антиклинория формация сокращается в мощности, а на северо-восточном крыле почти выклинивается (бассейн правобережья Томпо). В строении формации на юго-западном крыле отмечается крупная ритмичность в масштабе свит, а в осевой зоне (75—150 м) более мелкая прямая ритмичность. Мощность формации на юго-западном крыле антиклинория — 3 000 м, в осевой зоне — 1 800 м, на северо-восточном крыле — менее 500 м.

Выше выделяется известковисто-алевроито-глинистая формация. На юго-западном крыле антиклинория она имеет нижнепермский возраст (эчийская свита), а на северо-восточном — нижнекаменноугольный (?) — верхнепермский возраст (имтанжинская, солончанская, кыгылтасская, эчийская, тумаринская и нижняя подсвита деленжинской свиты, по Андрианову, 1966). В осевой зоне антиклинория формация зубчато расчленяется на три толщи (нижние подсвиты имтанжинской, эчийской и деленжинской свит), из которых только средняя (эчийская) распространяется на юго-западное крыло. Формация состоит из морских темно-серых аргиллитов, глинистых и известковистых алевролитов

с очень редкими прослоями песчаников. Изредка в верхней части формации на северо-востоке антиклинория отмечаются прослои туфогенных песчаников, состоящих из обломков основных эффузивов, порфириров и других пород (по данным геологов ВАГТа). Мощность формации на юго-западном крыле антиклинория — 400 м, на северо-восточном — более 4 000 м.

Над рассмотренной формацией залегает терригенная полимиктовая формация. На юго-западном крыле антиклинория она имеет нижневерхнепермский возраст (верхняя подсвита эчийской, тумаринская и деленжинская свиты, по Андрианову, 1966), а на северо-восточном — верхнепермский (верхняя подсвита деленжинской и почти вся дулгалахская свита). Формация представлена толщами чередования прибрежно-морских песчаников серых и зеленовато-серых средне- и мелкозернистых полимиктовых и темно-серых глинистых алевролитов. Крупная ритмичность в масштабе свит характерна для юго-западного крыла антиклинория. Здесь же имеется и более мелкая ритмичность мощностью 150—200 м обратного типа, а также еще более мелкая, флишеидная, мощностью от первых десятков сантиметров до 1—3 м. На северо-восточном крыле антиклинория ритмичность проявляется в чередовании алевролитовых и песчаных подсвит. Мощность формации 2 500 м на юго-западном крыле антиклинория и 1 500 м на северо-восточном.

Стратиграфически выше с неотчетливо выраженной нижней границей устанавливается паралическая угленосная формация верхнепермского возраста (дулгалахская свита на юго-западном и ее верхняя подсвита на северо-восточном крыльях антиклинория). На юго-западе она представлена песчано-конгломератовой толщей с прослоями темно-серых углистых алевролитов и редкими линзами каменного угля, а на северо-востоке антиклинория — конгломерато-песчаной с алевролитами и редкими пластами угля (до 1,6 м). Конгломераты состоят из мелкой и средней гальки кварца, кремней, песчаников, щелочных и кислых эффузивов. Песчаники полимиктовые (граувакковые). В строении формации отчетливой ритмичности не наблюдается. Мощность формации на юго-западном крыле антиклинория — 500 м, на северо-восточном — 200 м.

Сетте-Дабанский горст-антиклинорий. На северо-восточном крыле горст-антиклинория на карбонатной формации (турнейский ярус) М. Д. Булгакова выделяет туфово-кремнистую формацию ранневизейского возраста (куранахская свита). Она представлена в основном светло-серыми и серыми силицитами (лидитами, фтанитами, яшмоидами) и окремненными витрокластическими туфами. Верхняя часть формации состоит из темно-серых алевролитов (Булгакова, 1966). Характерно также наличие подводнооползневых деформаций и экзотических глыб девонских известняков (Абрамов, 1967). Мощность формации 400 м.

Выше по разрезу в северной части горст-антиклинория выделяется известковисто-алеврито-глинистая формация нижнего карбона — верхней перми (чугучанская, хатыннахская, натальинская, экачанская, суркечанская, джуптагинская, дыбинская и менкеченская свиты (по Абрамову, 1967)). Формация представлена морскими темно-серыми аргиллитами, глинистыми и песчанистыми алевролитами с очень редкими прослоями мелкозернистых песчаников и линзиями, а в нижних горизонтах прослоями органогенных известняков. Нижняя и верхняя границы формации литологически резкие. Мощность формации — 4 700 м.

Палеозойский разрез завершается терригенной полимиктовой формацией верхней перми (чамбинская и имтачанская свиты). Она представлена преимущественно серыми и светло-серыми песчаниками мелко- и среднезернистыми с прослоями темно-серых глинистых и песчанистых алевролитов. В песчаниках изредка отмечаются линзы внутрiformационных брекчий и полимиктовых конгломератов. Ритмичность в строении формации выражена неотчетливо. Верхняя ее граница повсюду совпа-

дает с кровлей перми и выражена литологически довольно редко. Мощность формации — 2 200 м.

Основные стадии развития. Несмотря на кажущиеся различия в вертикальных рядах позднепалеозойских осадочных формаций в отдельных структурных подразделениях антиклинальной зоны в целом можно выделить три последовательные стадии развития миогеосинклинали. Первая стадия соответствует заполнению осадками первоначально заложеного прогиба миогеосинклинали, вторая — интенсивному погружению при расширении прогиба и третья — относительно замедленному погружению и полному компенсационному заполнению осадками. Длительность каждой из стадий в разных структурно-формационных зонах была различной.

Первая стадия на севере Хараулаха закончилась в конце визейского века и характеризовалась накоплением терригенно-спонголитовой и диамиктитовой формаций. В его южной части она закончилась в конце (?) раннего карбона образованием терригенной полимиктовой формации. В Орулгане эта стадия продолжалась до начала среднекаменноугольной эпохи (московского ? века) с образованием лимнической (?) угленосной и терригенной олигомиктовой формаций. Почти на всей территории Западного Верхоянья (в Куранахском и Бараинском антиклинориях) она закончилась в начале раннепермской эпохи образованием терригенной полимиктовой формации. В Сетте-Дабане эта стадия завершилась в середине визейского века накоплением туфово-кремнистой формации.

Вторая стадия характеризовалась образованием одной известково-алеверито-глинистой формации. На юго-западе Хараулаха она закончилась в начале среднекаменноугольной эпохи, в его южной части — в конце этого периода; на западе Орулгана завершилась в конце среднекаменноугольной эпохи, на его востоке — в середине раннепермской; на юго-западе Западного Верхоянья она закончилась в середине ранней перми, на северо-востоке продолжалась до ранних этапов поздней перми. Таким образом, с севера на юг по антиклинальной зоне возрасало скольжение начала и окончания. Вместе с тем, на севере Сетте-Дабана эта стадия длилась с середины визейского века до середины поздней перми.

Особенностью третьей стадии является повсеместное завершение ее в конце пермского периода. Стадия характеризуется образованием двух формаций — терригенной полимиктовой и паралической угленосной.

Неодновременность завершения первой и второй стадий позднепалеозойского этапа развития Верхоянской миогеосинклинали в отдельных структурно-формационных зонах свидетельствует о последовательном опускании блоков основания с севера на юг. Исключением является Сетте-Дабанский горст-антиклинорий, который опускался почти все это время.

Участки сочленения структурно-формационных зон, по всей вероятности, соответствовали глубинным разломам, по которым происходили подвижки блоков и относительно резкие формационные замещения. Между Хараулахской и Орулганской структурно-формационными зонами (или блоками) эти подвижки происходили в раннем и среднем карбоне, когда Хараулахский блок погружался более интенсивно. Разлом имел северо-западное простирание и располагался, вероятно, в междуречье Унгуохтаха и Бесюке. Подвижки по глубинному разлому между Орулганским и Западно-Верхоянским блоками были наиболее активными в средне- и позднекаменноугольные эпохи, когда более интенсивно погружался первый из них. Глубинный разлом проходил в междуречье Собопола и Бегиджана-Юндюлюна с северо-западным простиранием. Интенсивные подвижки по глубинному разлому между Западно-Верхоянским и Сетте-Дабанским блоками происходили наиболее длительное время (с позднего визе до конца казанского века). При этом Сетте-Да-

банский блок наиболее интенсивно прогибался все это время, а Западно-Верхоянский — только в раннепермскую эпоху. Разлом между ними проходил, наиболее вероятно, в осевой части юго-восточного окончания Барайнского антиклинория и имел тоже северо-западное простирание.

Неодновременность накопления и максимальное разнообразие осадочных формаций первой стадии, а также разновременность окончания второй стадии на приплатформенном склоне миогеосинклинали прогиба и восточнее него в каждой из структурно-формационных зон (за исключением Сетте-Дабанской, по которой сведения отсутствуют) позволяют предположить, что Центрально-Верхоянский глубинный разлом, соответствующий оси миогеосинклинали прогиба, заложился в начале визейского века, а активные подвижки вдоль него продолжались до ранней перми с разной интенсивностью и амплитудой в отдельных структурных зонах.

Западно-Верхоянский глубинный разлом, соответствующий в современном тектоническом плане сериям надвигов по краевому шву антиклинальной зоны, заложился, вероятно, позднее Центрально-Верхоянского, поскольку на внешнем крыле Предверхоянского краевого прогиба каменноугольные отложения отсутствуют полностью, а пермские на внешнем и внутреннем крыльях его имеют резко сокращенные мощности. Время заложения этого разлома с некоторой условностью можно определить раннеамурским, о чем свидетельствуют резкое увеличение мощности и изменение фациального облика ниже-среднекаменноугольных отложений, залегающих трансгрессивно на турнейско-визейской карбонатной формации, к востоку от Орулганского надвига в бассейне р. Ага-Кукан (Булгакова и др., 1969). Подвижки по этому разлому периодически происходили, вероятно, в среднем, позднем карбоне и перми и возобновлялись неоднократно в мезозойский этап развития миогеосинклинали.

Относительно равномерное погружение всего миогеосинклинали прогиба характерно в целом для позднепермской эпохи (образование терригенной полимиктовой и паралической угленосной формаций). К концу позднепермской эпохи миогеосинклинали прогиб почти полностью был заполнен прибрежно-континентальными угленосными осадками. Поскольку эти отложения повсюду в Верхоянье согласно перекрываются морскими известковисто-глинистыми вулканогенными и туфогенными образованиями индского века, необходимо еще раз отметить самостоятельность и специфичность позднепалеозойского этапа развития Верхоянской миогеосинклинали.

А. А. МЕЖВИЛК

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ВЕРХОЯНСКОЙ МИОГЕОСИНКЛИНАЛИ

Верхоянская миогеосинклинали весьма существенно отличается от известных геосинклиналей большой мощностью однообразных терригенных пород и слабым развитием магматизма.

Состав отложений в миогеосинклинали исключительно песчано-глинистый. Терригенные пачки пород общей мощностью 10—15 км залегают в большинстве случаев согласно. По возрасту они охватывают время от раннего карбона до юры включительно.

Миогеосинклинали заложилась на раздробленном крае Сибирской платформы. По мнению одних исследователей, ее заложение произошло

в девоне (Спрингис, 1958), по мнению других — в конце раннего карбона или в среднем карбоне (Межвилк, 1958; Черский, 1959; Пушаровский, 1960; Косыгин, Луцицкий, 1961, и др.). Многие исследователи считают, что складчатость в Яно-Колымской области была одноактная. Другие полагают, что она проявилась многократно. Например, К. Я. Спрингис (1958) и С. И. Гавриков (1960) указывают на восемь фаз складчатости, происшедших на протяжении верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

К. Б. Мокшанцев и др. (1964) видят две крупные фазы складчатости — одну в среднем карбоне, а другую — в конце средней юры — нижнем мелу. Т. Н. Спижарский (1960) считает, что инверсионный этап в Верхоянье происходил в течение юрского периода. После этого Верхоянская геосинклиналь замкнулась и возникла складчатая система. Л. И. Красный и др. (1969) видят завершение геосинклинальной стадии развития Верхояно-Колымской области в поздней юре.

Ю. М. Пушаровский (1960), А. А. Богданов (1968), С. М. Тильман и др. (1969) ограничивают время складчатости эпохой от поздней юры до нижнего мела включительно. Г. А. Гребенников (1961), Л. П. Зоненшайн (1965), Л. А. Мусалитин (1967) считают, что складчатость и магматизм происходили на протяжении раннего мела. В. А. Виноградов (1967) время складчатости ограничивает концом раннего мела (апт — альб). По данным И. П. Атласова (1957, 1961), В. М. Лазуркина (1957), А. П. Кропачева (1967), складчатость в Верхоянье происходила на протяжении позднего мела, а по мнению Л. М. Натапова (1967), К. Р. Чепикова и др. (1967) — в конце позднего мела. Интенсивное горообразование в пределах Верхоянья, по мнению Р. О. Галабала (1967), происходило в олигоцене.

Такое расхождение выводов свидетельствует не только о недостаточной разработанности теоретических положений по этому вопросу, но и об использовании материалов по разным и зачастую ограниченным территориям.

При рассмотрении всей миогеосинклинали совместно с ограничивающими ее геоблоками устанавливаются разновозрастные и многочисленные следы складчатости. Отчетливо выступает тесная взаимосвязь тектонических процессов в миогеосинклинали с процессами, происходящими в окружающих геоблоках, синхронность магматической деятельности и тектонических движений. Причина взаимосвязи, по-видимому, заключена в синхронности деформаций земной коры на больших пространствах, вызванных периодическими тангенциальными сжатиями.

На преобладающую роль тангенциального сжатия в формировании складчатых сооружений Верхоянья ранее указывали Н. П. Херасков (1935), А. А. Межвилк (1958, 1965), Л. П. Зоненшайн (1965), Л. М. Натапов и др., (1966), С. М. Тильман (1969) и др.

Как показывают имеющиеся материалы, движение масс в позднем палеозое происходило, по всей вероятности, с запада на восток, а с ранней юры, наоборот, с востока на запад (А. А. Межвилк, 1967; С. М. Тильман, 1969). Ведущее значение в формировании структур, распределении мощностей имел пограничный глубинный надвиг, располагающийся в зоне Ленского структурного шва (А. А. Межвилк, 1967).

Современные структуры Верхоянской складчатой системы и Приверхоянского прогиба формировались весьма длительно. По особенностям тектонического развития устанавливаются верхнепалеозойский и мезокайнозойский этапы (Г. А. Гринберг, К. Б. Мокшанцев, 1967), в течение которых происходило формирование Верхоянского верхнепалеозойского и Приверхоянского мезо-кайнозойского прогибов. Они располагаются параллельно друг другу и во многом взаимосвязаны. Кроме того, намечается триасовый прогиб, смещенный на восток на 100—150 км от шовной зоны.

Накопленный к настоящему времени материал, частично обобщенный в литолого-палеогеографических картах под редакцией И. С. Грамберга (1967), позволяет в деталях проследить длительное и унаследованное вертикальное движение блоков земной коры. Попытки объяснить причины вертикальных тектонических процессов, происходящих на границе платформы и геосинклинали, приводят к выводу об их трансформации из тангенциальных.

Верхоянский верхнепалеозойский прогиб. Верхоянский мегантиклинорий расположен на месте бывшего верхнепалеозойского прогиба. В своей северной части мегантиклинорий образует крупную тектоническую структуру, расположенную у восточной границы Сибирской платформы. Западное его крыло, граничащее с Приверхоянским прогибом, крутое, а восточное постепенно переходит в Яно-Колымский мегасинклиний. В зоне контакта с Приверхоянским прогибом слои триаса, юры и мела дислоцированы в линейные правильные складки, а отложения верхнего палеозоя весьма сильно перемяты и в них восстановить целую складку часто бывает невозможно.

Во время формирования верхнепалеозойского прогиба восточный край платформы представлял собой равнину, временами заливаемую морем. Осадки в ее пределах периодически накапливались, но они были маломощны и часто подвергались размыву. В то же время в пределах верхнепалеозойского прогиба осадконакопление шло непрерывно, о чем свидетельствует отсутствие существенных следов размыва в многокилометровой терригенной толще.

Имеющиеся данные по северному Верхоянию позволяют говорить о заложении Верхоянской миегеосинклинали на границе девона и карбона. Об этом свидетельствует несогласное залегание пород турнейского яруса и терригенный их состав в основании. Песчаные осадки в основании турнейского яруса (200 м) в устье р. Лены залегают на позднедевонских отложениях, а на Сибирской платформе (в 200—250 км западнее шва) — на верхнекембрийских. Общая их мощность в первом случае около 500 м, а во втором 130—200 м. Имеющиеся указания А. П. Наумова о большой мощности (1 800 м) разновозрастных отложений в бассейне р. Джарджан нуждаются в проверке.

Отложения визейского времени сохранились на краю Быковского массива в устье р. Лены (Межвилк, 1956) и в бассейне р. Юел-Сиктях (Булгакова и др., 1969). Это в основном грубообломочные образования (конгломераты и песчаники). Они свидетельствуют об интенсивном сносе в верхнепалеозойский прогиб продуктов размыва пород Быковского массива и Сибирской платформы.

Намюрские отложения сохранились в тех же местах, что и визейские. Мощность их 750—1 000 м, по составу они песчано-глинистые. В районе Джарджана к ним отнесены 150 м песчаных пород.

Среднекаменноугольные песчаные отложения мощностью около 1 500—1 800 м сохранились вдоль ленского шва с его восточной стороны.

Верхнекаменноугольные преимущественно глинисто-аргиллитовые отложения сохранились в тех же районах, что и среднекаменноугольные. Мощность их везде превышала 1 000 м.

Тонкоотмученный состав отложений среднего и верхнего карбона, выдержанный на больших пространствах, скорее всего, свидетельствует об их одновременном образовании не только в прогибе, но и на краю платформы и об отсутствии существенных дифференцированных движений блоков по Ленскому шву.

Осадки мощностью 250—400 м сакмарского века сохранились только в восточнее структурного шва. При этом в истоках р. Собопол и Менкере накапливались песчаные отложения, севернее преобладали глинисто-алевритно-песчаные осадки, а в 40 км от шва на восток (истоки р. Бегюке) — глинисто-алевритовые осадки.

В артинско-кунгурское время происходило расширение трансгрессии в сторону платформы и размыв ранее образованных осадков. В результате на платформе отложения легли несогласно на различные более древние породы. Например, в районе Джарджана и р. Солооли они легли даже на докембрийские породы. Мощности осадков в пределах края платформы постепенно увеличиваются в сторону шва с 30—70 м до 500—600 м. В пределах прогиба (восточнее шва) мощности увеличиваются до 1 500—2 000 м.

Отложения верхней перми в пределах платформы легли на размытую поверхность нижнепермских отложений, а иногда и на более древние породы. Мощность их в 100—200 км западнее шва редко превышает 100 м, а к самому шву она увеличивается до 250—400 м. В пределах верхнепалеозойского прогиба мощность позднепермских отложений равна 1 700—2 000 м. Верхние горизонты более песчаные, чем нижние, в основном глинисто-алеврито-песчаные. Чисто песчаные отложения преобладают на левобережье р. Лены (бассейн р. Сюнгюде).

С нижнего триаса началась новая трансгрессия, захватившая обширные области платформы. В индский век на краю платформы накопились хорошо выдержанные маломощные осадки (до 20 м), часть которых была размыва во время расширения трансгрессии на Оленекском поднятии. Мощность осадков постепенно увеличивается в восточном направлении. Максимальные мощности (250—450 м) сместились на восток на 100 км от Ленского структурного шва. На краю платформы образовались песчано-глинистые осадки, которые в восточном направлении становятся более глинистыми. В течение оленекского времени накопились одинаковые глинисто-песчаные отложения одновременно на разнородных структурах. При этом мощности увеличиваются постепенно в восточном направлении. Максимальные мощности в 600—1 000 м наблюдаются в 100—150 км восточнее Ленского структурного шва, а у самого шва они в три раза меньше (200—300 м).

В среднетриасовую эпоху наблюдается такое же распределение накопившихся отложений, как и в раннем триасе. На краю платформы, около шва мощности равны 300—400 м, а в 100—150 км восточнее они достигают 1 400—1 300 м. В полосе максимального прогибания наблюдается увеличение мощностей вдоль триасового прогиба с юга на север от 660 м (на широте устья р. Муны) до 1 900 м (около устья р. Омолой).

В карнийский век накопление морских осадков происходило более или менее равномерно по всей площади верхнепалеозойского прогиба. Вдоль шва на краю платформы накопилось до 400—500 м песчано-глинистых осадков, на водоразделе Верхоянского хребта (истоки р. Менкере) сохранилось 320 м, а на восточном склоне хребта (правобережье р. Омолой) — 680 м. Осадков норийского века в рассматриваемом районе не сохранилось. Они известны только в устьевых частях рр. Анабар и Хатанга. В это время началось общее поднятие как территории верхнепалеозойского прогиба, так и Сибирской платформы. Это поднятие, безусловно, сопровождалось складчатостью в некоторых пограничных зонах (швах).

Как видно из изложенного, в пермское время максимальное прогибание земной коры происходило в непосредственной близости от Ленского структурного шва и к востоку от него; в триасовое время оно сместилось на восток от этого шва в междуречье рр. Омолая и Яны.

На границе пермской и триасовой эпох на территории Верхоянского верхнепалеозойского прогиба началась инверсия, в результате которой максимальное прогибание в триасовое время происходило восточнее шовой зоны. Колебательные движения в прогибе были часто синхронными с колебаниями края Сибирской платформы. Но здесь они имели меньшую амплитуду. Резкие изменения мощностей пород верхнего палеозоя у Ленского структурного шва, видимо, можно объяснить тем

же механизмом, который относительно легко усматривается в процессе формирования Приверхоянского мезозойского прогиба, т. е. тангенциальным сжатием и «наползанием» края Сибирской платформы по глубинному надвигу на территорию прогиба. Отличительной особенностью в данном случае является движение масс с запада, со стороны Сибирской платформы.

Приверхоянский мезозойский прогиб. На границе триаса и юры (норийский век — ранний лейас) в Северном Верхоянье происходила общая перестройка рельефа, выражавшаяся в поднятии восточного края Сибирской платформы и верхнепалеозойского прогиба. Если в среднем триасе максимальное прогибание территории было в бассейне р. Омолы, то в среднем лейасе оно сместилось в бассейн р. Лены (Приверхоянский прогиб). Меридиональный отрезок мезозойского прогиба от устья р. Лены до п. Жиганска развивался на протяжении всей юрской и меловой эпох.

В течение всей юры и нижнего мела в прогибе происходило накопление довольно однородных терригенных осадков, временами угленосных; грубообломочные отложения отсутствуют. Мощности мезозойских отложений в пределах прогиба распределяются строго закономерно: максимальные мощности установлены на стыке складчатых сооружений Верхоянья и восточного края Сибирской платформы, они постепенно сокращаются в сторону платформы и состав их становится более песчаным. Объяснение этому факту можно найти в сжатии этой территории и надвигании верхнепалеозойских пород на юрско-меловые.

Максимальное накопление углей с течением времени смещалось вдоль прогиба с юга на север. Так, в келловейский (J_3^{Cl}) и валанжинский (St_1^v) века угли накапливались в районе Жиганска, а в барремский (St_1^b) век благоприятные условия накопления углей сместились на север к устью р. Лены. В дальнейшем, до конца нижнего мела (апт, альб) максимальное угленакопление происходило только в Лено-Анабарском прогибе.

Проследивая по площади прогиба изменение мощностей осадков, мы можем констатировать весьма существенный одноподобный характер прогибания земной коры. Общее погружение края Сибирской платформы за юрско-меловой период достигло 6—7 км. Оно не могло не сопровождаться складчатостью, тем более, что было вызвано надвиганием масс с востока на платформу.

Современный Приверхоянский прогиб и сопредельные районы в нижнем лейасе представляли собой возвышенную равнину (как и в конце триаса), подвергающуюся размыву. Размыв края платформы в конце ранней лейасовой эпохи был настолько существенным, что вдоль Ленского структурного шва на поверхность выходил фундамент.

На эту неравномерно денудированную поверхность краевой части (300—500 км) платформы в среднем лейасе распространилась одна из крупных трансгрессий севера Сибири. Судя по накопившимся осадкам (200 м), наибольшее прогибание края платформы было в зоне шириной в 100 км, примыкающей к Ленскому шву.

В среднеюрскую эпоху береговая линия, по-видимому, отодвинулась в глубь платформы еще далее. По краю платформы, в полосе шириной 150—200 км накопилось от 250 м до 700—1.000 м осадков. При этом мощности постепенно увеличиваются с приближением к шву.

В начале позднеюрского времени (келловей) в южной части меридионального отрезка прогиба (район Жиганска) началось обмеление бассейна. Северная часть рассматриваемой территории была занята открытым морем. Одинаковые мощности осадков так же, как и в раннюю и среднюю юру, располагаются параллельно Ленскому шву. Около шва

они достигают 200—300 м. Стометровая изопакита проходит от шва в 50—100 км.

В оксфордский и кимериджский века наблюдается временное поднятие Сибирской платформы; образуются коры выветривания (Биджиев и др., 1969). Вблизи шва (от пос. Кюсюр до устья р. Оленек) мощность осадков измеряется единицами метров (1—5 м). Исключение составляет район среднего течения р. Джарджан, где мощность песчаных осадков достигает 120—130 м.

В волжский век началась новая трансгрессия на Сибирскую платформу со стороны Верхоянской миогеосинклинали. В бассейне рек Джарджан—Натара максимальные мощности осадков достигают 300—500 м. Уменьшение мощностей до 50—100 м наблюдается на платформе в 100—150 км западнее шва. От пос. Кюсюр до устья р. Оленек мощности редко превышают 10 м. При этом более грубые осадки (песчаные) накапливались южнее Кюсюра, а севернее него — более глинистые.

В валанжинский век трансгрессия моря распространилась далее на платформу до бассейна р. Джарджан. Мощность отложений валанжина закономерно увеличивается от внутренней части платформы к Ленскому шву. В зоне шва она достигает 450—650 м, тогда как в сторону платформы (через 100 км) уменьшается до 200—300 м. С готеривского века началось обмеление бассейна, сопровождавшееся накоплением песчано-глинистых осадков и углей по всему прогибу. Открытое море располагалось только в пределах моря Лаптевых. Снос материала в это время происходил с юга на север. Как прогиб, так и край платформы представляли собой низменную аккумулятивную равнину. Максимальные мощности отложений (500—800 м) располагаются до 200—250 м. В барремский век по всему краю платформы продолжается накопление осадков в условиях аккумулятивной равнины. В осадках преобладает песчаный материал с угольными прослоями. Максимальные мощности (300—500 м) располагаются около шва. В аптский век продолжалось обмеление бассейна, накопление преимущественно песчаных слабоугленосных осадков. Максимальное накопление угля происходило в устье р. Оленек. Наибольшие мощности отложений также располагаются вдоль Ленского шва, где они достигают 550—700 м (район Жиганска) и 550—660 м (устье р. Лены).

В альбский век продолжалось накопление преимущественно песчаных отложений большой мощности. Максимальные мощности зафиксированы около устья р. Лены (1 20 м). В южном направлении и в сторону платформы они уменьшаются до 780—600 м (район Жиганска). Максимальное угленакпление происходило в устьях рр. Лены и Оленека.

На протяжении всего нижнего мела в пределах мезозойского прогиба происходило накопление в основном песчаных осадков большей мощности.

С началом верхнего мела осадконакопление сокращается до минимума. В сеноманский и туронский века песчано-глинистые отложения мощностью около 300 м сохранились только в бассейне р. Менкере. Осадки коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского веков в рассматриваемом районе не обнаружены. По-видимому, они были маломощны и подверглись последующему размыву.

Таким образом, наибольшее прогибание края Сибирской платформы в зоне Ленского структурного шва происходило в среднеюрскую и нижнемеловую эпохи. Восточный край платформы в нижнем лейасе (J_1), оксфорд — кимеридже (J_3^{0-c}) и после турона (Cg_2^t) находился в стадии изостатического равновесия с тенденцией к относительно небольшому поднятию.

Накопленные в это время маломощные осадки неоднократно подвергались частичному размыву. Территория Приверхоянского прогиба также прогибалась на протяжении юры и нижнего мела; вблизи шва не наблюдается существенных перерывов в осадконакоплении, а на платформенном крыле прогиба перерывов и размывов много.

В современной структуре Приверхоянского прогиба отчетливо видно, что юрские и меловые отложения мощностью до 6—7 км резко обрываются около шовной зоны и по разломам контактируют с более интенсивно дислоцированными породами верхнего палеозоя. Вероятно, в шовной зоне во время формирования Приверхоянского прогиба происходила разрядка тангенциальных напряжений; восточный мегаблок, сложенный дислоцированными породами верхнего палеозоя, по глубинному надвигу напозал на край Сибирской платформы. Это отчетливо видно в современных структурах в зоне Ленского структурного шва, где складки опрокинуты в сторону прогиба, многочисленны надвиги с падением сместителей под горные сооружения и т. п.

Надвигание складчатых сооружений Верхоянья на Приверхоянский прогиб, по-видимому, сопровождалось срывом юрско-меловых пород с платформенного основания и образованием линейных складок. Об этом свидетельствуют, кроме геологических данных, геофизические материалы, которые показывают, что в 50 км восточнее современного шва и параллельно ему располагается магнитная ступень, западнее которой магнитное поле одинаково с магнитным полем прогиба. По-видимому, фундамент прогиба без особого изменения продолжается восточнее шва на 50 км, где оборван глубинным разломом. Как выяснилось, тангенциальные силы, действовавшие с востока, создали, кроме складчатых сооружений Верхоянья, строго закономерное пространственное расположение разломов на Сибирской платформе (Межвилк, 1968).

В связи с тем, что простирание складок Северного Верхоянья строго параллельно Приверхоянскому прогибу, а мощности осадков в его пределах распределяются строго закономерно и зависят от положения шовной зоны, можно предположить, что такая тесная взаимосвязь вызвана одновременным и длительным образованием горных сооружений Верхоянского мегантиклинория и Приверхоянского прогиба в результате общей причины — тангенциального сжатия земной коры. Верхоянский мегантиклинорий можно, видимо, сравнить с длительно развивающейся антиклинальной складкой, а прогиб с синклиналию. Если такая точка зрения верна, то можно считать, что наибольшие тектонические сжатия земной коры в одном регионе сопровождались наибольшим прогибанием в другом (например, края платформы) и накоплением в его пределах осадков большой мощности. В это же время происходили максимальные поднятия в антиклинальных зонах, сопровождавшиеся деформацией пород или складчатостью. К сожалению, о длительности процесса деформации пород только в пределах поднимающихся мегаблоков судить весьма трудно, так как молодые осадки в их пределах не сохранились, но там, где они имеют место, всегда виден сокращенный их разрез, падение отдельных горизонтов, несогласия и пр.

Описанный механизм формирования Приверхоянского мезозойского прогиба полностью применим для выявления и объяснения формирования более древнего Верхоянского верхнепалеозойского прогиба.

Магматическая деятельность на Северо-Востоке СССР происходила синхронно с формированием мезозойского Приверхоянского прогиба.

По данным Н. И. Ненашева и др. (1969), максимумы магматической деятельности в Западном Верхоянье приходятся: 1) на границу раннего и позднего мела (90—110 млн. лет), 2) на середину раннего мела (120—130 млн. лет) и 3) на конец поздней юры (140—150 млн. лет). Сравнивая эти рубежи с эпохами осадконакопления, можно прийти к выводу, что между ними имеется весьма тесная зависимость.

Формирование Верхоянского верхнепалеозойского прогиба по времени соответствует активной интрузивной и эффузивной деятельности в Тунгусской синеклизе и на Таймыре (поздняя пермь — ранний триас). В сводовой части Верхоянского мегантиклинория развиты силлы и диабазы этого же возраста (Андрианов В. А. и др., 1967). Перед заложением верхнепалеозойского прогиба в позднем девоне на Сетте-Дабане и Хараулахе происходило излияние основных лав и внедрение многочисленных даек и пластовых интрузий.

Выводы. 1. В Верхоянье складчатость проявилась наиболее интенсивно в местах соприкосновения разнородных геоблоков (в структурных швах).

2. Складчатость происходила по мере накопления осадков. Наиболее сильное проявление ее совпадает с эпохами максимального сжатия земной коры и сопровождается накоплением наибольших мощностей осадков в одних блоках, поднятием и интрузивной деятельностью — в других.

3. Тангенциальное давление в земной коре вызывает дифференцированное движение геоблоков по глубинным надвигам или сдвигам. Если шов перпендикулярен направлению давления, то на опущенном блоке длительно и однонаправленно развиваются прогибы, при этом, как правило, поднимающийся геоблок надвигается по глубинному надвигу на опущенный.

4. Верхоянский прогиб формировался на протяжении верхнего палеозоя при преобладающем давлении масс с запада на восток (со стороны Сибирской платформы). Приверхоянский прогиб формировался в юрско-меловое время при давлении масс с востока на запад. Оба прогиба формировались на стыке разнородных структур в процессе широтного планетарного сжатия. В морфологическом отношении они являются предгорными фронтальными впадинами. Эпизодическое подновление сжимающих усилий приводило к поднятию одного геоблока относительно другого по глубинному надвигу, омоложению рельефа, смятию в линейные складки параллельно фронту надвига (фронтальные структуры).

5. Процесс осадконакопления, интенсивность прогибания земной коры, интрузивная и эффузивная деятельность в регионе тесно связаны между собой по времени и зависят от региональных эпох тангенциального сжатия земной коры. Тесная взаимосвязь этих процессов свидетельствует о глобальности тектонических процессов, сопровождающихся деформацией горных пород в разных участках по-разному, но в общем одновременно.

Б. И. МАЛЬКОВ

СХЕМА РАЗВИТИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Рассматриваемая территория охватывает верховья р. Колымы и включает в себя южную часть Омудевского поднятия, Иньяли-Дебинский прогиб, юго-восточную часть Аян-Юряхского и западную часть Балыгычанского поднятий, северную часть Арmano-Гижигинского прогиба. Эти структуры находят отражение на всех современных тектонических картах и схемах, но у различных авторов под разными названиями и в различных границах.

Наиболее дискуссионными являются вопросы о времени заложения мезозойской геосинклинали и соответственно о нижней границе верхоянского комплекса осадков. Поскольку на большей территории района осадки древнее пермских не обнажены, решение этих вопросов зависит

от интерпретации развития Омудевского поднятия. Вслед за В. М. Мерзляковым (1965 г.) развитие южной части этого поднятия в кембрии — раннем силуре мы рассматриваем как миогеосинклинальное, а в позднем силуре и девоне — как остаточное-геосинклинальное. Заложение мезозойского геосинклинального прогиба здесь предполагается в раннекаменноугольную эпоху, в начале которой карбонатная и пестроцветно-карбонатная формации девона сменяются кремнисто-сланцевой формацией. Взаимоотношения между этими формациями не совсем ясны. По нашему мнению, кремнисто-сланцевые отложения залегают на карбонатных ингрессивно, но без углового несогласия. В. М. Мерзляков (1966) предполагает, что граница между ними согласная и проходит на различных стратиграфических уровнях.

Основные этапы развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы могут быть представлены в следующем виде.

Собственно геосинклинальная стадия. Ранний карбон. В Омудевской зоне происходит углубление девонского остаточного-геосинклинального прогиба и образуются раннегеосинклинальные кремнисто-сланцевая и диабазовая формации общей мощностью около 1 300 м.

Средний карбон — пермь. По мнению В. М. Мерзлякова (1965 г.), в Омудевской зоне в это время продолжается образование кремнисто-сланцевой формации. Но нужно заметить, что угрюминская свита в первоначальном ее объеме (Мерзляков, 1961 г.), по-видимому, не моложе намюра, а в вышележащих отложениях кремнистые породы имеют резко подчиненное значение и распространены не повсеместно. Общая мощность отложений среднего карбона — перми составляет около 700 м, т. е. мощность отложений и скорость их накопления значительно меньше, чем в карбоне, но того же порядка, что и для триаса. Вероятно, в среднем карбоне в Омудевской зоне произошла местная инверсия тектонических условий. Поэтому отложения среднего карбона — перми целесообразно выделять или в отдаленную кремнистую или в терригенно-карбонатную геоантиклинальную формацию. Учитывая марганцевосность отложений этого возраста, первое кажется более правильным.

Максимальное прогибание в среднем карбоне — перми приурочено к центральной части Яно-Колымской геосинклинали, которая в это время была широкой, слабо дифференцированной и ограничивалась Колымским срединным массивом на севере и Палеохотским остаточным массивом на юге — в районе Охотского моря и его северного побережья. С границей остаточного массива и геосинклинали, которая в настоящее время перекрыта вулканитами Охотско-Чукотского пояса, очевидно, совпадает гравитационная ступень, протягивающаяся от Охотского до Тайгоносского массивов (В. А. Москалев и др., 1966 г.).

Состав формаций среднего карбона — ранней перми в осевой части геосинклинали не известен. В пределах Иньяли-Дебинского прогиба, скорее всего, развиты формации вулканогенно-кремнистой группы (Мерзляков, 1965 г.). В пользу этого может свидетельствовать тот факт, что часть аэромагнитных аномалий хорошо совпадает с высокими сжатыми складками, тогда как породы, слагающие эти складки, на современном эрозивном срезе не магнитны или слабо магнитны. Часть аэромагнитных аномалий, возможно, имеет другое происхождение (Чернюк, 1968).

К вулканогенно-кремнистой группе относятся пермские формации Арmano-Гижигинского прогиба. По предварительным данным В. А. Огородова, Ю. П. Скибина, В. Л. Яскевича и др. (1967—1968 гг.), пермские отложения здесь представлены терригенными и кремнистыми породами, содержащими прослойки андезитов, дацитов и их туфов. Позднепермские отложения осевой части геосинклинали относятся к аспидной формации, мощность которой превышает 3 000 м.

В промежутке между ранним триасом и карнийским веком в осевой части геосинклинали происходит местная инверсия тектонического режима и образуется поднятие, разрастающееся в продольном юго-восточном направлении. Геосинклиналь расчленяется на внутреннее поднятие (Омулевское), внутренний прогиб (Иньяли-Дебинский), внешнее поднятие (Балыгычано-Аян-Юрхское) и внешний прогиб (Армано-Гижигинский или Бохапчинский). В пределах поднятий и прогибов отлагаются различные по мощности, но однотипные алевроито-глинистые и песчаные осадки.

Подразделяя геосинклинали на внутреннюю и внешнюю зоны, мы следуем схеме Ю. М. Пушарского (1960). Однако Омулевское поднятие считаем целесообразным относить не к Колымскому срединному массиву, а к Яно-Колымской геосинклинали системе.

Решающее значение при тектоническом районировании имеет возраст складчатости. Широко распространено мнение, что в пределах Омулевского поднятия складчатые структуры были сформированы в конце среднего триаса — начале карнийского века. На этом рубеже закончилось развитие палеозойской и началась мезозойская тектоническая эпоха. Другими словами, Омулевское поднятие развивалось независимо от Яно-Колымской геосинклинали системы. Это мнение в значительной мере основывается на исследованиях Л. С. Степанькова (1941 г.), А. П. Шпетного (1942 г.), Ю. Е. Дорт-Гольца (1959 г.) и В. М. Мерзлякова (1960—1961 гг.), которыми установлено, что толща валунно-галечных конгломератов, гравелитов и песчаников в верховьях рр. Таскан и Урультун залегает резко несогласно на отложениях от ладинских до среднедевонских включительно. Остатки двустворок, собранные в этой толще, Ю. Н. Попов определил как раннекарнийские. Если согласиться с этими определениями, то нужно признать, что за промежуток времени менее чем в один геологический век была размыта толща пород мощностью 2 500—3 000 м, и этот размыв должен фиксироваться изменением состава осадков в прилегающем Иньяли-Дебинском прогибе. Этого изменения состава осадков мы не наблюдаем. Обломочная фракция карнийских пород прогиба состоит почти нацело из кварца и альбита. По минеральному составу обломки аналогичны средне- и нижнетриасовым породам района Оротуканского внешнего поднятия, т. е. источники сноса были на протяжении всего триасового периода постоянными и удаленными. Гальки известняков, кремнистых и других пород, из которых состоят эти «карнийские» конгломераты, встречаются в Иньяли-Дебинском прогибе в осадках не древнее среднеюрских. Наконец, в пределах Омулевского поднятия непрерывные разрезы среднетриасовых и карнийских отложений известны в бассейнах рр. Булгут и Серечен (по данным Б. В. Пепеляева, Л. Н. Попова, М. И. Терехова, 1963 г., В. М. Мерзлякова, 1965 г. и др.) и в истоках рр. Сеймчан и Б. Судар (по данным Д. Я. Кудрявцева, 1961 г., Г. М. Сосунова, 1961 г., и автора, 1968 г.). Тонкозернистый состав этих отложений свидетельствует о том, что прилегающая суша, если она существовала в то время, практически не размывалась. В верховье р. Б. Судара и смежных районах валунно-галечные конгломераты и известковистые песчаники развиты довольно широко. Так же, как и в верховье р. Таскана, они здесь залегают на девонских и каменноугольных отложениях, а перекрываются эффузивами и туфами кимериджа. Эти конгломераты мы сопоставляем с тасканской * свитой (байос — келловой) внутренней подзоны Иньяли-Дебинского прогиба, которая в пределах прогиба залегает несогласно на поздне-триасовых отложениях. В этой же свите встречаются гальки известняков, кремнистых и кварцитовидных пород. Поэтому мы считаем, что эпоха складчатости, завершившая геосинклинали развитие, и для

* В тезисах доклада она предварительно была названа ойурдахской.

Омулевского поднятия и для других зон геосинклинальной системы была единой, хотя в пределах внутренних зон она началась несколько раньше, а в пределах поднятий раньше, чем в прогибах.

Норийский век — ранняя юра. Это время можно назвать временем миграции прогибов и поднятий. В область внутреннего прогиба вовлекается северная (Оротуканская) часть внешнего поднятия, которое смещается на юг и захватывает северную (Буюндино-Бохапчинскую или Нерегинскую) часть внешнего прогиба. Внешний прогиб, в свою очередь, мигрирует на Охотское побережье и в прогибание вовлекается краевая часть Палеохотского остаточного массива. В прогибах образуется терригенно-вулканогенная формация, в составе которой наиболее распространенными породами являются туфы андезита. Эта формация по своему тектоническому положению может быть сопоставлена с порфиритовой формацией предорогеной стадии развития, по В. Е. Хаину (1964). Заметим, что вулканизм в прогибах приурочен к тем их частям, которые наложены на преднорийские поднятия. В пределах поднятий образуется относительно маломощная мелководная песчано-глинистая формация, в составе которой преобладают алевроитовые и глинистые породы, но типоморфными являются известняки-ракушечники.

В течение норийско-рэтского и раннеюрского времени значительную перестройку претерпевает внешнее поднятие. В его пределах закладываются поперечные прогибы Мандычанский — в норийский век и Умарский — в ранней юре. Развитие этих прогибов, возможно, связано с зонами глубинных разломов — Чай-Юрюинского и Умарского.

Аален — оксфорд. В начале среднеюрской эпохи или несколько ранее, но, несомненно, в послераннелайсовое время в пределах Омулевского поднятия и, в меньшей мере, в прилегающей к нему части Иньяли-Дебинского прогиба начинается складкообразование. Время складчатости определяется исходя из следующих соображений. Во внутренней подзоне Иньяли-Дебинского прогиба среднеюрские отложения залегают несогласно на верхнетриасовых и раннелайсовых, и в них впервые начинают встречаться гальки кварцитовидных пород, палеозойских известняков и кремнистых пород (данные В. М. Мерзлякова, 1960—1961 гг.; В. А. Шишкина, 1963 г.; Б. И. Малькова, 1968 г., и др.). В направлении от оси прогиба, где разрез юрских отложений непрерывный, к центральной части поднятия эта несогласная серия пород начинается все более молодыми слоями. В связи с этим представляется вероятным, что валуно-галечные конгломераты и песчаники, которые в пределах Омулевского поднятия считаются карнийскими, относятся к этой же несогласной серии и их возраст батский или келловейский. Таким образом, среднеюрские отложения Иньяли-Дебинского прогиба коррелятны поверхности Омулевского поднятия. Нижняя возрастная граница размыта, а соответственно и складчатости, предполагается ааленской, по данным В. Е. Литвинова (1964 г.), обнаружившего переотложенные гальки с норийскими двустворками в ааленских конгломератах, и по данным В. М. Мерзлякова (1961 г.), обнаружившего гальки с тоар-ааленскими белемнитами в среднеюрских конгломератах.

За счет размыва внутреннего поднятия во внутреннем (Иньяли-Дебинском) прогибе образуется флишевая формация, объединяющая ритмичнослоистые отложения среднеюрской эпохи, коллоидного и, возможно, оксфордского веков. Эта формация полностью отвечает определению флишевой формации у Обуэна (1967) — она является предорогеной для прогиба, в котором сформирована, и орогенной для поднятия, за счет размыва которого образовалась. Верхняя возрастная граница флишевой формации ограничивается оксфордским веком, исходя из находок руководящих окаменелостей (О. Н. Омиров, 1964) и из того факта, что в Сумуно-Урультунском и Лыглыхтахском районах она несогласно перекрывается вулканитами кимериджа.

Как показали исследования Ю. М. Бычкова (1959—1962 гг.) в бассейнах рр. Артык и Бурустах, флишевая формация Иньяли-Дебинского прогиба, начиная с батского, возможно, байосского веков, образуется также за счет размыва Аян-Юряхской части внешнего поднятия. В осадках этого времени здесь встречаются гальки с поздне триасовыми и раннеюрскими окаменелостями (Бычков, 1961). Хотя эти гальки могли быть снесены как с внешнего, так и с внутреннего поднятий, восходящие движения в пределах внешнего поднятия подтверждаются косвенными признаками. В бассейнах рр. Артык и Бурустах среднеюрские осадки вверх по разрезу становятся более грубозернистыми, в то время как во внутренней подзоне прогиба среднеюрские осадки грубозернистые лишь в нижней их части, а байос-батские отложения залегают трансгрессивно.

Размыв Оротуканской подзоны внешнего поднятия начался, по-видимому, не ранее келловей. В смежной части Иньяли-Дебинского прогиба с севера на юг, т. е. от внутреннего поднятия к внешнему, среднеюрский флиш отчетливо подразделяется на грубый флиш, типичный флиш и полуфлиш, что вполне определенно указывает на направление сноса в это время. Указанные особенности образования флишевой формации необходимо учитывать при детальном ее изучении. Вполне возможно, что ритмограммы флиша различных частей Иньяли-Дебинского прогиба окажутся несопоставимыми.

С размывом внешнего поднятия в средней юре — кимеридже связано образование флишеподобной терригенной формации во внешнем прогибе. Нижняя возрастная граница этой формации совпадает с началом размыва внешнего поднятия (байос — бат), верхняя определяется находками кимериджских ауцелл (данные Ю. Г. Кобылянского, 1962—1963 гг. и В. Е. Литвинова, 1966—1967 гг.).

Таким образом, собственно геосинклинальная стадия развития закончилась: в пределах внутреннего поднятия в конце раннеюрской эпохи, в пределах внешнего поднятия — в среднеюрскую эпоху, во внутреннем прогибе — в оксфорде и во внешнем — в кимеридже.

Позднегеосинклинальная стадия. Эта стадия характеризуется обособлением тыльных молассовых прогибов — Зырянского, Сумуно-Урультунского и Лыглыхтахского и остаточного-геосинклинальных впадин, приуроченных к зоне сочленения Яно-Колымской геосинклинальной системы с Палеохотским остаточным массивом.

Тыльные прогибы наложены на внутреннее поднятие или располагаются в зоне его сочленения с кордильерой, возникшей на месте внутреннего прогиба. Заложение этих прогибов сопровождается субсеквентным, в понимании Штилле, андезито-дацитовым вулканизмом. Нижняя, вулканогенная формация этих прогибов по преобладающему составу пород может быть названа андезито-дацитовой. Она включает также трахиандезиты, трахидациты, диабазы, липариты и их туфы. Мощность ее достигает 1500 м, возраст келловейско-кимериджский в Зырянском прогибе и кимериджский в Сумуно-Урультунском и Лыглыхтахском прогибах. Выше лежащая молассовая формация отчетливо подразделяется на нижнюю морскую в объеме лыглыхтахской и бастахской свит и верхнюю континентальную в объеме ожогинской, силияпской и буоркемюсской свит в Зырянском прогибе, сударской и малиновской свит в Лыглыхтахском прогибе. Мощность нижней молассовой формации составляет 700—1200 м, верхней — до 7500 м, возраст определяется соответственно как кимеридж-ранневожский и средневожский-раннемеловой.

Плутонический магматизм. Раннеорогенный магматизм (средняя — поздняя юра) завершает собственно геосинклинальное развитие прогибов и поднятий и представлен гранитоидными плутонами колымского комплекса: двуслюдяными гранитами с высокоглиноземистыми минералами типа интрузива Большой Анначаг и биотитовыми гранитами (адамеллитами) типа интрузивов Сибердик и Бохапчинского. Плутоны

этого комплекса располагаются в ядрах антиклинальных структур и контуры их, как правило, хорошо согласуются с простираем вмещающих пород. Судя по амплитуде гравитационных остаточных аномалий (до 30—35 мгл), раннеорогенные плутоны продолжают на глубину, соизмеримую с мощностью верхоянского комплекса осадков. Значительное влияние этих интрузивов на формирование складчатых структур отмечали Б. А. и Л. А. Снятковы (1963).

Позднеорогенный магматизм (ранний мел) завершает позднегеосинклинальную стадию развития и представлен плутонами гранитоидов с повышенной щелочностью и высоким содержанием калия (Негаях, северная часть Большого Анначага, Уза-Ина, Хиулчан, Каньон, Туоннах и др.). Эти плутоны резко дискордантны относительно простираем вмещающих пород. Они часто приурочены к ядрам синклинальных складок и в гравитационном поле не выражены или выражены очень слабо, хотя плотность позднеорогенных гранитоидов, по данным денситометрии, меньше плотности вмещающих пород. Очевидно, позднеорогенные плутоны имеют неглубоко залегающую подошву и иной механизм внедрения сравнительно с раннеорогенными.

По данным определений абсолютного возраста, многие из позднеорогенных интрузивов являются позднемеловыми. С этим трудно согласиться из-за незначительного размыва юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы в позднемеловую эпоху и третичный период.

Нет достаточных оснований для выделения особого Басугуньино-Хатыннахского интрузивного комплекса. По химическому составу пород и взаимоотношениям с вмещающими отложениями Хатыннахский интрузив близок к позднеорогенным интрузивам, Басугуньинский — к раннеорогенным; между собой они резко различаются.

Комплекс малых интрузий, как показали исследования Ф. Р. Апельцина (1958), М. Л. Гельмана (1954—1955 гг.) и других, весьма сложный по составу и разновозрастный. Однако подавляющая часть золотоносных даек, например Дебинской, Ат-Юряхско-Штурмовской и Лево-Колымской свит, скорее всего, комагматична и одновозрастна кимеридж-ранневолжским вулканитам.

Особенности развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы таковы:

а) разделение системы на поднятия и прогибы в средние этапы и миграции прогибов, б) запаздывание развития внешних зон относительно внутренних и прогибов относительно поднятий, в) формирование флиша во внутреннем прогибе за счет размыва и внутреннего и внешнего поднятий.

Намечается связь распределения золотых месторождений с особенностями развития геосинклинальной системы. Совпадение зон относительно низкопробного золота с внешним поднятием, высокопробного — с внутренним прогибом (Шило, 1963) хорошо объясняется различной величиной послерудного эрозионного среза (выше пробность — больше срез). На первый взгляд, это выглядит парадоксальным, ибо внешнее поднятие сложено пермскими и триасовыми породами, а внутренний прогиб — юрскими. Но нужно учесть, что основной размыв внешнего поднятия приходится на флишевый период и является дорудным.

В заключение несколько слов о возможных горизонтальных перемещениях по разломам. К сожалению, до сего времени им уделяется очень мало внимания и они не учитываются ни при палеотектонических и палеогеографических реконструкциях, ни при поисках месторождений.

Разлом Улахан. Впервые выделен и описан А. С. Симаковым (1949). Судя по следу выхода на земную поверхность, этот разлом вертикальный. Обычно он трактуется как длительно развивавшийся сброс, знак смещения по которому изменялся по простираем и во времени.

А. С. Симаков предполагал, что движения по разлому Улахан начались в триасе или перми. Твердых доказательств этому в настоящее время нет. Разрез и фации карбона, перми и среднего триаса в междуречье Большого Судара и Правого Сеймчана (северо-восточное крыло разлома, данные автора, 1968 г., и Б. В. Преображенского, 1968 г.) очень похожи на разновозрастные разрез и фации в истоках р. Таскана (юго-западное крыло разлома, данные В. М. Мерзлякова, 1966). В разрезе юрских отложений бассейнов рр. Вериной и Медвежьей (П. Д. Паначевный, 1941 г.; Г. М. Сосунов, 1961 г.; Д. Я. Кудрявцев, 1961 г.; В. В. Ганин, 1963 г.) много общих черт с разрезом юрских отложений левобережья р. Таскана.

В истоках р. Правой Ясачной по разлому Улахан контактируют ордовикские и верхнепермские породы. Стратиграфическая амплитуда смещения, таким образом, здесь составляет около 7 000 м, а вертикальная (или истинная) амплитуда должна быть и того больше. Столь значительная вертикальная амплитуда смещения не может быть удовлетворительно объяснена из-за полного отсутствия коррелятивных отложений в пределах северо-восточного «опущенного» крыла.

Более правдоподобной выглядит история тектонических движений по разлому, если трактовать его как левый сброс-сдвиг с горизонтальной амплитудой порядка 40—45 км. При этом Лыглыхтахский грабен совмещается с Гармычанским, верхний палеозой района р. Правой Ясачной — руч. Наледного с верхним палеозоем района р. Правого Лыглыхтаха и т. д. На обоих крыльях разлома очень близкими оказываются простирания пород и углы между простиранием пород и разломом.

Полного совпадения геологических контуров по обе стороны разлома не наблюдается, что, очевидно, связано с вертикальной составляющей сдвига. Отметим, что на протяжении разлома от р. Лыглыхтах до р. Инаньи оказывается приподнятым северо-восточное крыло. Вертикальное смещение по разлому датируется плиоценовой эпохой, ниже, возможно, среднечетвертичным временем. Рыхлые континентальные осадки этого возраста развиты в юго-западном опущенном крыле и могут считаться коррелятными. Стратиграфическая амплитуда вертикального смещения здесь составляет около 400—500 м, относительное превышение водораздельных поверхностей в пределах северо-восточного крыла разлома над Верхне-Сударской впадиной (юго-восточное крыло) имеет примерно те же значения.

Время горизонтального смещения по разлому определяется как послепюрское — доплиоценовое. Более точная датировка в настоящее время невозможна. Не исключено, что Туоннахский интрузив (ранний мел) сдвинут по разлому и продолжением его является нескрытый интрузив в юго-восточной части Немичанской гряды. (Здесь, по данным гравитационной съемки, отмечается изометричная отрицательная остаточная аномалия). В этом случае амплитуда сдвига до становления интрузива составила бы около 25 км, а в последующее время — около 20 км.

Представляется вероятным, что весь Арга-Тасский блок Омuleвского поднятия, ограниченный с юго-запада разломом Улахан, с северо-востока Арга-Тасской зоной разлома, сдвинут в северо-западном направлении, и Сеймчано-Буюдинская впадина была заложена в тылу этого сдвинутого блока.

Умарский разлом протягивается в северо-западном направлении из бассейна р. Талой к устью р. Бохапчи. А. С. Симаков (1952 г., 1959 г.), впервые выделивший Умарский разлом, считал его юго-западной границей Буюндино-Балыгычанского антиклинория. В 1962—1965 гг. В. Е. Литвинов и автор установили, что триасовые фациальные зоны (или типы разрезов) западнее и восточнее разлома одни и те же, но границы зон в плане смещены по разлому на расстояние не менее 15 км. Эти данные

позволили А. С. Симакову и В. Е. Литвинову предполагать левостороннее сдвиговое смещение по Умарскому разлому. С этих позиций весьма вероятно поддвигаемая природа Паутовского разлома, который оперяет Умарский и приурочен к границе внешнего поднятия и внутреннего прогиба.

Ю. Г. КОБЫЛЯНСКИЙ, И. М. МИГОВИЧ

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ GEOSINKЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Перерывы в накоплении верхоянского комплекса на границе перми и триаса, в среднем триасе и между триасом и юрой отмечались еще Н. П. Херасковым (1935). Подъярусы в составе образованного верхоянским комплексом структурного яруса и соответствующие этапы развития мезозойд принято выделять исходя из этих перерывов (Пушаровский, 1960; Матвеев, 1960; Белый и др., 1964). Новейшие данные по стратиграфии верхоянского комплекса позволяют уточнить рубежи этапов развития геосинклинальных прогибов, а анализ мощностей и формаций геосинклинальных толщ заставляет по-новому оценивать значение выделяемых этапов.

Главными структурами мезозойд рассматриваемого региона являются: Аян-Юряхский антиклинорий, Иньяли-Дебинский синклинорий и его ответвления — Бохапчинская и Кырчанская системы складок, а также Буюндино-Балыгычанская зона пологих и брахиформных складок (Аникеев и др., 1969). Верхоянский комплекс представлен здесь терригенными и вулканогенно-терригенными толщами пермской, триасовой и юрской систем. Более древние отложения этого комплекса не вскрыты. Привлекшие наше внимание особенности строения верхоянского комплекса выявлены в результате обобщения всех известных данных, полученных геологами Дальстроя и Северо-Восточного геологического управления в процессе многолетних систематических исследований района.

Пермская система. Разрезы пермских отложений вскрыты только в Аян-Юряхском антиклинории и Буюндино-Балыгычанской зоне. Все они в главных чертах сходны. По литологическим и фациальным особенностям в них выделяются три части. Нижние части разрезов (с видимой мощностью до 3 000 м), охватывающие верхи нижнего и низы верхнего отделов системы* представлены в основном тонкопереслаивающимися алевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами. Средняя часть пермских отложений (800—2 500 м), принадлежащая нижней половине верхнего отдела системы, наряду с осадочными терригенными породами местами в значительных количествах содержит туффиты, туфы кислого и среднего составов, туфопесчаники и туфоконгломераты с галькой порфиритов, кварцевых альбитофинов, осадочных пород и иногда гранитоидов. В южной части Буюндино-Балыгычанской зоны в основании этих отложений имеется пачка лаво-брекчий дацитов (250 м). Породы обладают чертами мелководных образований и изредка содержат остатки флоры. Верхние части разрезов перми — образования второй половины верхнего отдела системы — сложены большей частью глинистыми и песчано-глинистыми сланцами (900—3 500 м).

Триасовая система. Разрезы триасовых отложений всех рассматриваемых структур четко разделяются на две части существенно разного

* Возраст пермских толщ принят по схеме В. М. Заводовского (1960).

объема. Нижняя, большая их часть образована тонкообломочными терригенными породами нижнего триаса — карнийского яруса, а верхняя (норийский и рэтский (?) ярусы) вулканогенно-осадочными, местами грубообломочными отложениями. В составе нижней части различаются: толщи грубослоистых алевролитов и глинистых сланцев, реже песчаников нижнего триаса (600—1 200 м), среднетриасовые градационнослоистые и косослоистые алевролиты, песчано-глинистые и глинистые сланцы (700—2 700 м), а также карнийские отложения (1 000—1 600 м), повсеместно представленные черными глинистыми сланцами и нередко содержащие сульфидные конкреции.

Норийско-рэтские (?) толщи перекрывают карнийские отложения часто с размывом, а на северном крыле Буондино-Балыгычанской зоны лежат непосредственно на среднем триасе. Кроме того, отложениям этого возраста свойственны широкие вариации фациального состава и общей мощности. В центральной части Буондино-Балыгычанской зоны они представлены в основном глинистыми сланцами, реже ракушечниками, известковистыми песчаниками и алевролитами общей мощностью до 300 м, а иногда целиком выпадают из разреза. По периферии этой зоны норийско-рэтские (?) отложения содержат в основании туфокогломераты, грубообломочные туфы и местами эффузивы среднего состава. Мощность пачек этих пород обычно достигает 100—200 м и более. Полная мощность норийско-рэтских (?) толщ здесь составляет 1 000—1 300 м. На площади южной части Иньяли-Дебинского синклинория и его ветвей эти толщи образованы преимущественно терригенными тонкообломочными породами, но тоже часто содержат горизонты туфов и туффитов. Мощность норийско-рэтских (?) отложений в этих структурах достигает 1 000—1 200 м.

Юрская система. В наиболее полных разрезах юрских отложений на территории Иньяли-Дебинского синклинория и Бохачинской зоны различаются: нижнеюрские (1 000—2 100 м) существенно глинистые, иногда кремнисто-глинистые толщи; средне-верхнеюрские (докимериджские) большей частью ритмичнослоистые песчано-алеврито-глинистые отложения (1 100—3 700 м) и несогласно залегающие на них кимеридж-волжские вулканогенно-осадочные образования (до 1 800 м). Последние представлены липаритами, дацитами, андезитами, базальтами и их туфами, туфопесчаниками, конгломератами и песчано-глинистыми сланцами с линзами каменного угля. К востоку от Порожной зоны разломов, на площади Кырчанской системы линейных складок и на юге Буондино-Балыгычанской зоны пологих дислокаций разрезы юрской системы менее полные. Здесь не встречены отложения кимеридж-волжского возраста. Кроме того, в этих структурах в отличие от вышеупомянутых среднеюрские толщи в значительной мере образованы грубозернистыми вулканомиктовыми песчаниками, туффитами и конгломератами общей мощностью до 800 м. Местами эти толщи с перерывом залегают на среднеили нижнелейасовых отложениях. В центре Буондино-Балыгычанской зоны разрез юрских отложений существенно редуцирован и отличается присутствием ряда локальных, относительно небольших стратиграфических перерывов. Вместе с тем здесь известны отложения нижней, средней и верхней (?) юры, но их суммарная мощность не превышает 470—600 м, а литологический состав сравнительно однообразен (грубослоистые полимиктовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы).

Анализ мощностей триасовых и юрских отложений показывает:

а) существенное изменение общей мощности норийских — оксфордских отложений в центральной части Буондино-Балыгычанской зоны по сравнению с обрамляющими ее синклинорными структурами. На площади центральной части Буондино-Балыгычанской зоны мощность этих отложений не превышает 500—900 м, а в прилежащих геосинклинальных прогибах достигает 5 200—6 800 м в Иньяли-Дебинском, 4 100—4 900 м

в Кырчанском, 3 000—4 000 м в Бохапчинском и 4 200—5 500 м — на южном крыле Буюндино-Балыгычанской зоны;

б) заметное уменьшение общей мощности нижнетриасовых — карнийских толщ на крыльях Буюндино-Балыгычанской зоны (1,7—2,0 км) по сравнению с ее сводовой частью (3,5—5,0 км);

в) постепенное, но вместе с тем значительное нарастание общей мощности нижнетриасовых — карнийских толщ от северо-восточного к юго-западному крылу Аян-Юряхского антиклинория от 2—3 до 6 км.

Рассматриваемые толщи верхоянского комплекса образуют следующий вертикальный ряд формаций, закономерно сменяющих друг друга и в общих чертах ритмично повторяющихся. Наиболее древние из вскрытых в районе образований верхоянского комплекса — нижнепермские отвечают флишоидной формации. Нижняя половина верхнего отдела перми, отличающаяся наличием конгломератов, туфов, туффигов и эффузивов, выделена в вулканогенно-терригенную молассоидную формацию. Отложения второй половины верхнего отдела перми и нижнего триаса объединены в сероцветную глинисто-сланцевую формацию. Среднетриасовые градационнослоистые и косослоистые тонкозернистые песчаники, алевриты и глинистые сланцы, как и нижнепермские отложения, отвечают флишоидной формации. В ее состав нами также включена характерная толща черных глинистых сланцев карнийского яруса.

Вышележащие формации норийского века — поздней юры на площади разных структур района неодинаковы. Формации этого возраста в юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области образуют сложное сочетающиеся вертикальный и латеральный ряды. На площади Иньяли-Дебинского синклинория и его ответвлений в вертикальном ряду выделяются: норийско-рэтские (?) вулканогенно-терригенная грубообломочная молассоидная и вулканогенно-глинисто-сланцевая формации, нижнеюрские сероцветная глинисто-сланцевая и кремнисто-сланцевая формации, флишоидная формация средней — верхней юры и кимеридж — волжская терригенно-вулканогенная моласса. Норийско-рэтские молассоидная и вулканогенно-глинисто-сланцевая формации по латерали заменяют друг друга. Первая из них развита на периферии Буюндино-Балыгычанской зоны. С удалением от этой структуры она быстро, на расстоянии 2—5 км в сторону систем линейно-складчатых структур сменяется одновозрастной вулканогенно-глинисто-сланцевой формацией. Из нижнеюрских формаций доминирующим распространением пользуется сероцветная глинисто-сланцевая. Одновозрастная кремнисто-сланцевая формация лишь частично замещает ее на отдельных участках Иньяли-Дебинского синклинория. Широко распространенная флишоидная формация средней — верхней юры является верхней в группе формаций верхоянского комплекса. В нее к востоку от Порожной зоны разломов (Умарского разлома), в известной мере условно, включены толщи среднеюрских песчаников. Кимеридж-волжская терригенно-вулканогенная моласса замыкает вертикальный формационный ряд рассмотренных толщ района и принадлежит к классу типичных орогенных формаций.

Особое место в формационном отношении занимают норийские — верхнеюрские отложения центральной части Буюндино-Балыгычанской зоны пологих и брахиформных складок. Однообразные песчано-глинистые отложения норийского — рэтского (?) ярусов нижней, средней и верхней юры этого участка сопоставимы по мощности с одновозрастными образованиями Колымского и Омолонского массивов. Они объединены нами в одну песчано-глинистую формацию, которая, очевидно, характерна для устойчивых внутригеосинклинальных поднятий. Показательно, что по латерали эта формация фациально сопряжена с комплексом формаций геосинклинальных прогибов: норийско-рэтской (?) вулканогенно-терригенной грубообломочной, нижнеюрской сероцветной глинисто-сланцевой и средне-верхнеюрской флишоидной.

Выводы. 1. В вертикальном формационном ряду юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области, по крайней мере, дважды повторяется комплекс закономерно сменяющих друг друга формаций геосинклинальных прогибов. В основании каждого из выделяющихся в разрезе верхоянского комплекса мегаритма расположена вулканогенно-терригенная молассоидная формация, знаменующая собой начало крупных циклов развития мезозойского района.

2. Время формирования молассоидных формаций района, отвечающих существенным перестройкам геосинклинального бассейна и изменениям в режиме формирования верхоянского комплекса, как и следовало ожидать, вполне закономерно совпадает с очередными активизациями тектонических движений в Тихоокеанском подвижном поясе.

В поздней перми (казанский век) значительные изменения тектонического режима известны в Приморье, Западном Верхоянье и других районах Тихоокеанского пояса (Лапкин, Соловьев, 1969). Характер перестройки геосинклинального бассейна на площади рассматриваемого района в силу ограниченности выходов палеозойских толщ верхоянского комплекса еще не известен. Вместе с тем смена нижнепермской флишеидной формации верхнепермской молассоидной и сам по себе позднепермский вулканизм дают основания считать, что такие перестройки имели место и были здесь достаточно существенными.

Норийские преобразования условий накопления верхоянского комплекса и вулканизм этого времени привлекали внимание многих геологов (Аникеев и др., 1966; Бычков, 1961; Тучков, 1957, и др.). Также неоднократно отмечалась разнотипность складчатых структур в полях преобладающего распространения пермско-карнийских и норийско-юрских толщ (Аникеев и др., 1966; Белый и др., 1964, 1966, 1969). Однако эти явления связывались лишь с дифференцированностью погружения блоков основания верхоянского комплекса и очередной активизацией разделяющих их глубинных разломов. На наш взгляд, норийские движения имели здесь более глубокое историко-геологическое значение. По времени они совпадают с началом орогенной стадии развития мезозойского юго-восточной Азии. Но здесь эти движения не привели к завершению геосинклинального развития мезозойского района. Прервав позднепермский — карнийский этап, они предопределили не только инверсию геосинклинального прогиба, но, и главным образом, обусловили заложение сместившихся относительно прежних — новых прогибов, где затем накопилась серия толщ, отвечающая полному ряду геосинклинальных формаций. Показательно, что становление крупных колымских гранитоидных интрузий произошло также в основном на площади именно этих прогибов последнего этапа накопления мезозойских геосинклинальных толщ района.

3. Общее замыкание мезозойского геосинклинального бассейна на площади рассматриваемого района тоже совпадает с коренными изменениями тектонического режима в других областях Тихоокеанского подвижного пояса. Так, период формирования кимеридж-волжской молассы в пределах Иньяли-Дебинского синклиория и соответственно очередной этап вулканизма синхронны с заложением геосинклинальных прогибов Корякско-Анадырского региона и с первыми проявлениями наземного вулканизма на юге рассматриваемой территории, в зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Таким образом, в развитии геосинклинальных прогибов юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области выделяются допозднепермский, позднепермский — карнийский и норийский — оксфордский этапы накопления морских геосинклинальных толщ верхоянского комплекса. Рубежи этих этапов тесно связаны здесь со значительными проявлениями вулканизма и одновременно с крупнейшими преобразованиями в других регионах Тихоокеанского подвижного пояса.

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МЕЗОЗОИД НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ЯНЫ

В среднем течении р. Яны на дневную поверхность выходит верхний структурный этаж Яно-Колымской складчатой системы, сложенный верхоянским терригенным комплексом.

Наиболее древние, верхнепермские отложения установлены в центральной части хр. Кулар. Развитые здесь глинистые и песчано-глинистые сланцы мощностью более 2 000 м принадлежат туогучанской свите верхней перми. Нижнетриасовые отложения представлены в нижней части песчаниками индского (?) яруса мощностью до 400 м, согласными перекрывающимися толщей алевролитов с прослоями песчаников оленекского яруса мощностью 1 600—1 800 м. Разрез среднетриасовых отложений представлен также существенно глинистыми породами — алевролитами и аргиллитами; песчаники имеют подчиненное значение, их роль возрастает в верхней части разреза. Мощность анизийского яруса достигает 2 300 м, ладинского — 1 300 м, в западном направлении мощность среднетриасовых отложений сокращается до 1 500 м (левобережье р. Омоляс). Верхнетриасовые отложения на большей части территории представлены алевролитами с редкими прослоями песчаников, и лишь в бассейне среднего течения р. Бынтая, главным образом, песчаниками. Максимальные мощности карнийского яруса более 1 400 м, норийского — около 1 100 м установлены на правобережье р. Яны. Максимальные мощности триасовых отложений более 9 000 м наблюдаются в центральной части района.

Юрские отложения развиты исключительно на правобережье р. Яны и представлены существенно песчаными образованиями. В основании юры устанавливается стратиграфический перерыв, наиболее продолжительный в центральных и северных частях района. Так, в бассейне р. Куйги на нижних и средних горизонтах норийского яруса залегают среднеюрские отложения. Вероятно, в юго-восточном направлении величина стратиграфического перерыва значительно сокращается. Об этом свидетельствует появление существенно глинистой матыйской свиты мощностью 1 000 м условно раннеюрского возраста.

Среднеюрские отложения повсеместно представлены преимущественно песчаниками мощностью около 1 000 м. Келловейский ярус характеризуется чередованием пачек песчаников и алевролитов; оксфордский и кимериджский ярусы — существенно песчаники; нижневолжский ярус — существенно алевролиты. Мощность верхнеюрских отложений более 3 000 м и она несколько увеличивается в восточном направлении.

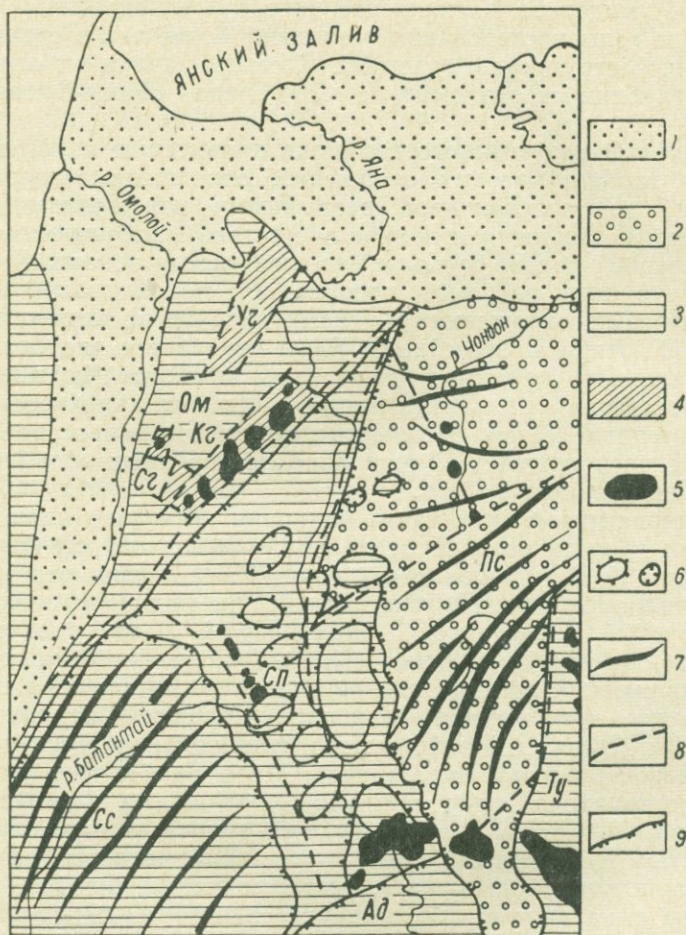
По данным гравиметрических работ, сохранившаяся мощность верхоянского терригенного комплекса колеблется от 5—6 до 10—12 км, хотя приведенные материалы позволяют предполагать большие мощности.

Отложения Верхоянского комплекса прорваны интрузивами преимущественно гранитоидного состава позднеюрского, ранне- и позднемелового и палеогенового возраста.

Особенностью района является приуроченность складок определенной морфологии, простирания и, вероятно, одинакового генезиса к зонам, которые отвечают крупным блокам фундамента. Последние выделяются по геофизическим и геологическим данным. Зоны однотипных складок взяты за основу при тектоническом районировании. Сочленение основных структурных элементов района происходит по зонам глубинных разломов. Последние на дневной поверхности фиксируются вы-

ходами магматических пород, сгущениями разрывных нарушений, изменениями простираний складок и возрастаниями напряженности складчатости.

В рассматриваемом районе выделяются следующие основные структурные элементы (см. рис.): Средне-Янский планорий, Полоусный син-



Тектоническая схема бассейна среднего течения р. Яны (составили Ю. В. Архипов, Ю. Н. Петров, В. Б. Спектор, Г. С. Яскеляйнен)

1 — кайнозойские наложенные впадины; 2 — верхний структурный ярус (средне-верхнеюрские отложения); 3 — средний структурный ярус (триасовые — нижнеюрские отложения); 4 — нижний структурный ярус (верхнепермские отложения); 5 — позднемезозойские гранитоиды; 6 — брахиантиклинали и брахисинклинали; 7 — линейные антиклинали; 8 — глубинные разломы; 9 — границы главных структурных элементов.

Ом — Омолойский аклинорий (Кг — Куларский горст, Уг — Улахан-Сисский горст, Сг — Солурский горст), Сс — Сартангский синклинорий, Сп — Средне-Янский планорий, Пс — Полоусный синклинорий, Ту — Туостахский блок, Ад — Адычанская складчатоглыбовая подзона

клинорий, Сартангский синклинорий и Омолойский аклинорий; глубинные разломы: Куларский, Янский, Кюнь-Тасский, Неннелинский, Бакы-Бытантайский, Куйгинский.

Средне-Янский планорий располагается в центральной части района и определяет характерные черты геологического строения территории среднего течения р. Яны. Большинство предыдущих исследователей отмечали своеобразный характер складчатых деформаций в низовьях

рр. Бытантай, Ольджо, Адычи. Так, К. Я. Спрингис (1958) выделил Нижне-Янский район пологих дислокаций, В. В. Еловских (1961) в бассейне нижнего течения р. Бытантай предпологал неглубокое залегание палеозойского фундамента мезозой на основании развития здесь пологих дислокаций в верхнем структурном ярусе. В 1964 г. сотрудниками Института геологии Якутского филиала СО АН СССР (Мокшанцев и др., 1964) выделено Кигиляхское поперечное поднятие. Проведенные в последние годы исследования позволяют более четко ограничить этот своеобразный структурный элемент. С северо-запада он ограничен Куларским глубинным разломом, с юго-запада — Баки-Бытантайским и с востока — Янским.

Для зоны Средне-Янского планория характерны пологие залегания средне- и верхнетриасовых отложений, осложненные куполовидными складками, многочисленными разрывными нарушениями различных простираций и амплитуд и полное отсутствие магматических образований. В северной части, располагающейся между зонами Куларского и Янского глубинных разломов, преобладает моноклиналиное залегание среднетриасовых отложений с углами падения на юго-восток $10-30^\circ$, реже до 50° . Лишь в бассейне р. Баки отмечается ряд брахиформных складок, наиболее крупными из которых являются Чюемпе-Салинская и Усть-Юттерская брахиантиклинали. Для них характерны овальные очертания в плане, северо-восточные и субширотные простираения и кулисообразное расположение. Длина наиболее крупных складок достигает 20 км при ширине около 10 км.

Характеристика южной части планория несколько иная, что позволяет рассматривать ее в качестве самостоятельного структурного элемента. Ранее К. Б. Мокшанцевым и др. (1964) именно эта часть планория выделялась как Кигиляхское поперечное поднятие, разграничивающее Полоусный и Сартангский синклинии. Здесь развиты крупные брахиподобные антиклинальные складки, разделенные узкими синклиналями, являющимися продолжениями крупных линейных синклиналей Сартангского синклинория. Наиболее крупной брахиантиклиналью является Кигиляхская. По форме это куполовидная структура, вытянутая в северо-западном направлении. Ядро ее сложено отложениями ладинского яруса, интродуцированными гранитоидами Кигиляхского батолита, а крылья — отложениями верхнего триаса и юры. Характерной особенностью Кигиляхской брахиантиклинали является развитие мелких изоклиналиных, килевидных, дисгармоничных складок, непрерывно сменяющих одна другую. Простираение складок на западном и восточном крыльях меридиональное; при движении к периклинали они образуют две сходящиеся серии складок северо-восточного и северо-западного простираения соответственно. Размах крыльев складок от 0,5 до 2 км, а амплитуда до 0,5 км. Шарниры их погружаются в северном направлении. К северу от Кигиляхской антиклинали располагаются Чайдахская и Ункюрская, имеющие близкую характеристику. В своде их выходят также отложения ладинского яруса, смятые с несколько меньшей интенсивностью. Синклинальные структуры южной части планория имеют северо-восточные простираения, как правило, резко сужены в пределах планория и расширяются в пределах Сартангского синклинория.

Разрывные нарушения северной части Средне-Янского планория ориентированы преимущественно в северо-восточном и северо-западном направлениях, амплитуды смещения по ним достигают 2000 м. Они являются вертикальными сбросами (северо-восточные) и сбросо-сдвигами (северо-западные). В южной части планория разрывные нарушения северо-восточного (типа сбросов), северо-западного (типа сбросо-сдвигов) и субширотного (типа сбросов) простираций.

Омолойский аклинорий. В пределах рассматриваемой территории расположена лишь восточная часть аклинория, сложенного верхнеперм-

скими, ниже- и среднетриасовыми отложениями. От смежных с ними структурных элементов Омолойский аклинорий отделяется Куларским глубинным разломом. Аклинорий характеризуется развитием крупных горстов и сравнительно простых по форме линейных складок северо-восточного простирания, осложненных многочисленными разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного направлений. Горсты приурочены к восточной части аклинория. Наиболее крупное Куларское горстовое поднятие располагается в зоне одноименного глубинного разлома. Поднятие вытянуто в северо-восточном направлении, в ядре его развиты отложения верхней перми, слагающие крупную куполовидную антиклиналь того же простирания с углами падения на крыльях $5-15^\circ$, реже до 25° , и интродуцированные гранитоидами Куларского батолита раннемелового возраста. Разрывные нарушения, ограничивающие горст с юго-востока, представляют собой систему кулисообразно расположенных вертикальных (?) сбросов амплитудой $2-2,5$ км. В контакт по разрывным нарушениям нередко приводятся отложения верхней перми и анизийского яруса среднего триаса. Аналогичная система разрывов, но значительно меньших амплитуд, фиксируется и на северо-западном ограничении горста. С юго-запада Куларский горст ограничен разрывными нарушениями северо-западного простирания (зона Баки-Бытантайского глубинного разлома) амплитудой $400-500$ м, по которым отдельные блоки ступенчато погружаются в юго-западном направлении.

К северо-западу от Куларского горста расположены аналогичные по строению, но меньшие по размерам Улахан-Сисский и Солурский горсты.

На остальной части Омолойского аклинория развиты сравнительно короткие ($15-30$ км) складки северо-восточного и субмеридионального простирания с размахом крыльев $8-10$ км. По форме складки близки к складкам арочного типа с падением пород на крыльях до $20-30^\circ$. Вблизи горстов развиты узкие с крутыми крыльями складки (углы падения до $70-80^\circ$), иногда запрокинутые в сторону горстов.

Разрывные нарушения в пределах аклинория типа сбросов (северо-восточные и субмеридиональные) и сдвига-сбросов (северо-западные) с амплитудой вертикальных перемещений до $1000-2000$ м и горизонтальных до $5-7$ км.

Сартагетский синклинорий. В пределах рассматриваемой территории располагается лишь северное окончание синклинория. Развитые здесь средне- и верхнетриасовые отложения смяты в коробчатые линейные складки преимущественно северо-восточного простирания. В зоне синклинория шириной около 130 км установлено 8 антиклинальных и столько же разделяющих их синклиналиных складок. В ядрах большинства антиклиналей обнажаются отложения ладинского яруса, а вблизи Омолойского аклинория и Средне-Янского планория — отложения анизийского яруса. Мульды синклиналей выполнены отложениями норийского или верхней части карнийского ярусов.

Антиклинали коробчатые, с плоскими и широкими сводами и сравнительно крутыми крыльями. Ширина сводов от 1 до 6 км, а размах крыльев $6-15$ км. Для всех антиклиналей обычен наклон осевых плоскостей в юго-восточном направлении под углами от 5 до 15° ; более крутые (до 40°) северо-западные и более пологие юго-восточные крылья антиклиналей. Пологие крылья осложнены складками высоких порядков. Синклиналиные складки трапецевидные, а в зонах сопряжения с Омолойским аклинорием и Средне-Янским планорием — шелевидные.

Строение складок в зоне Баки-Бытантайского глубинного разлома существенно отличается от остальной части синклинория. В этой зоне (полоса шириной около 10 км северо-западного простирания) складки приобретают субширотное простирание, оси складок виргируют, а шарниры ступенчато или плавно воздымаются в северо-восточном направ-

лении. В этой же зоне появляются брахиформные складки. В направлении к Омолойскому аклинорию также отмечается воздымание шарниров складок и появление брахиформных структур. Характерным для этого участка является наличие разрывных нарушений типа сдвигов и сбросо-сдвигов.

Разрывные нарушения Сартангского синклинория представлены сбросами, сбросо-сдвигами и сдвигами северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний. Наиболее интересны правые сдвиги северо-западного простирания с величиной горизонтального перемещения до 10 км.

Полоусный синклинорий. В пределах западного окончания Полоусного синклинория по морфологии складок, их простираниям и другим особенностям можно выделить две крупные части — северную и южную, разделенные Кюнь-Тасским глубинным разломом.

В северной части преобладают широтные и субширотные складки, осложненные многочисленными разрывными нарушениями различных простираний и амплитуд. Особенности морфологии складок, закономерности размещения магматических образований позволяют выделить здесь два крупных блока: Абырабытский и Чондонский.

В Абырабытском блоке намечается несколько зон крупных брахиформных антиклиналей и синклиналей, кулисообразно расположенных и разделенных участками распространения линейных складок. В южной части Абырабытского блока длина брахиантиклиналей достигает 45 км при ширине до 15 км. В ядрах брахиантиклиналей обнажаются верхнетриасовые отложения, смятые в мелкие складки с размахом крыльев от десятков до первых сотен метров. Падение среднеюрских отложений на крыльях антиклиналей от 5—10 до 30°. В северной части Абырабытского блока располагаются брахиформные складки аналогичного строения, но несколько меньших размеров.

Линейные складки, разделяющие участки с брахиформной складчатостью, характеризуются простираниями, близкими к широтным. Антиклинали узкие, арочной и килевидной формы, в их ядрах обнажаются отложения средней юры или келловей. На крыльях они сменяются отложениями оксфордского, кимериджского и нижневолжского ярусов. Углы падения юрских пород на крыльях колеблется от 40 до 90°, в некоторых случаях отмечается запрокидывание складок. Размеры антиклинальных складок сравнительно невелики: от 15 до 80 км при ширине 2—8 км. По мере приближения к Средне-Янскому планорию шарниры антиклиналей воздымаются, а крылья несколько выполаживаются. Мульды выполнены отложениями волжского яруса. Характерной особенностью синклиналей является осложнение их крыльев складками более высоких порядков. В центральных же частях синклиналей нередко фиксируются субгоризонтальные залегания. В Абырабытском блоке преобладают разрывные нарушения субширотных и северо-западных (близких к меридиональным) простираний.

Чондонский блок расположен к востоку от Абырабытского и отделяется от последнего Куйгинским глубинным разломом. Для Чондонского блока характерны различные простирания складок (от северо-восточных через субширотные до северо-западных), многочисленные разрывные нарушения и сравнительно небольшая протяженность складок. Антиклинали узкие килевидные, в их ядрах выходят отложения келловейского или оксфордского ярусов. Синклинали характеризуются непостоянством форм: от узких до брахиформных. В их центральных частях фиксируются субгоризонтальные залегания. На крыльях складок отмечаются многочисленные складки более высоких порядков, нередко запрокинутые в сторону осевых частей синклиналей. Шарниры складок часто ундулируют, но при этом сохраняется общий план воздымания шарниров в западном направлении.

Для Чондонского блока характерны многочисленные разрывные нарушения северо-восточных, северо-западных и субширотных простираний типа сбросов. Очень характерными элементами Чондонского блока являются грабен-синклинали и горст-антиклинали с продольными разрывными нарушениями по одному крылу складки.

В южной части западного окончания Полоусного синклинория преобладают северо-восточные и меридиональные простирания складок. По морфологии складок, их простираниям и ряду других особенностей в южной части можно выделить Ольджойский и Туостахский блоки.

Ольджойский блок характеризуется развитием преимущественно верхнеюрских отложений, лишь в ядрах отдельных складок обнажается нижняя и средняя юра. Простирания складок Ольджойского блока северо-восточные, в восточной части почти субширотные. Складки по форме арочного типа, размах крыльев колеблется от 2 до 7 км, длина складок нередко превышает 100 км. Две наиболее крупные и протяженные синклинали отмечаются в северной части Ольджойского блока. Их мульды выполнены отложениями нижневожского яруса. При движении на юго-восток размеры и амплитуды складок закономерно уменьшаются, но так же закономерно увеличивается количество складок более высоких порядков и возрастает напряженность складчатости. В юго-западном направлении шарниры всех складок испытывают воздымания, крылья их значительно выполаживаются — образуется своеобразная моноклинал с падением на северо-восток в зоне сочленения со Средне-Янским планорием.

Разрывные нарушения Ольджойского блока по отношению к складкам являются продольными сбросами и ориентированы в северо-восточном направлении.

Туостахский блок имеет довольно сложное строение и является структурой восточного обрамления Полоусного синклинория. Здесь распространены верхнетриасовые и ниже-среднеюрские отложения, интенсивно смятые в многочисленные мелкие складки преимущественно меридиональных и северо-восточных простираний. Наряду с ними отмечаются пологие синклинали, напоминающие брахисинклинали. В отдельных случаях наблюдаются структуры типа горстов, сложенные интенсивно дислоцированными отложениями верхнего триаса и нижней юры (?).

Разрывные нарушения Туостахского блока весьма многочисленны. Среди них различаются сбросы, сдвига-сбросы и надвиги. Последние образуют ряд «чешуй» в зоне сочленения с Ольджойским блоком, совпадающей с зоной Неннелинского разлома.

Большую роль в геологическом строении района играют глубинные разломы. Среди них различаются разломы северо-западного и северо-восточного простираний. К северо-западным глубинным разломам относятся Баки-Бытантайский и Куйгинский, к северо-восточным — Куларский, Янский и Кюнь-Тасский.

Баки-Бытантайский глубинный разлом отделяет Сартангский синклинорий от Средне-Янского планория. Ширина зоны разлома достигает 10—15 км, в ней развиты многочисленные складки высоких порядков различной морфологии (от изоклинальных до брахиформных). Оперяющие разлом разрывные нарушения резко сгущаются, образуя систему разрывов северо-восточного и субширотного простираний. Зона разлома характеризуется длительным развитием. Уже в среднетриасовое время он разграничивал две крупные фациальные области — в пределах Сартангского синклинория накапливались существенно песчаные образования малой мощности, а в пределах Средне-Янского планория накапливались существенно глинистые толщи значительно больших мощностей. К зоне разлома приурочены выходы даек гранодиорит-порфиров позд-

неюрского возраста и штоков гранодиоритов, диоритовых порфиритов позднемелового возраста.

Куйгинский глубинный разлом разделяет Абырабытский и Чондонский блоки Полоусного синклиория. В зоне разлома (северной части) располагаются мелкие тела гранодиоритов позднемелового возраста и позднемеловые дайки диоритовых порфиритов, в южной части зона разлома фиксируется по серии молодых наложенных впадин.

Куларский глубинный разлом разделяет Средне-Янский планорий и Омолойский аклиорий. К зоне разлома приурочено крупное Куларское горстовое поднятие в центральной части с гранитоидами Куларского батолита. Зона разлома хорошо подтверждается геофизическими наблюдениями (зона гравитационного минимума).

Кюнь-Тасский глубинный разлом разделяет Полоусный синклиорий на зоны с различными простираниями складок и фиксируется на дневной поверхности полосой северо-восточных разрывных нарушений шириной до 10—15 км. К северу от зоны разлома в раннеюрское время располагался участок максимального стратиграфического перерыва. В зоне разлома (на северной границе Ольджойского блока) широко распространены дайки позднеюрского и раннемелового возраста (кварцевые порфиры), известны штоки раннемеловых гранитов и многочисленные дайки керсантитов позднемелового — палеогенового возраста. В юго-западной части разлома установлены редкие дайки позднемеловых диоритовых порфиритов.

Неннелинский глубинный разлом, разделяющий Ольджойский и Туостахский блоки, трассируется в виде серии различного типа разрывных нарушений и дайковых тел позднеюрского — раннемелового (долериты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры), позднемелового (гранит-порфиры), позднемелового — палеогенового (андезитовые порфириты) возраста. К зоне разлома приурочены гравитационные и магнитные аномалии.

Зоны глубинных разломов практически совпадают с основными металлогеническими поясами территории, центральные же части выделенных структурных элементов характеризуются значительно менее богатой минерализацией. При этом наблюдается определенная металлогеническая специализация отдельных структурных элементов. Так, с зоной Куларского глубинного разлома связаны проявления и месторождения олова, вольфрама, бериллия, золота и других полезных ископаемых. Зона Янского разлома характеризуется развитием низкотемпературной золото-сурьмяной и ртутной минерализации. К зоне Кюнь-Тасского глубинного разлома тяготеют проявления олова, вольфрама и золота. Наибольшее промышленное значение имеют месторождения олова и полиметаллов в зоне Неннелинского глубинного разлома. Это месторождения олова Начхаан, Безымянный и другие, проявления полиметаллов в бассейне р. Хастыр и др.

К зонам северо-западных глубинных разломов приурочены менее значительные (в промышленном отношении) проявления и месторождения олова, вольфрама, полиметаллов и золота. Наибольший практический интерес из них представляет зона Куйгинского разлома.

Изложенный материал позволяет сделать несколько выводов.

1. Различия в морфологии складчатых структур главных тектонических элементов территории обуславливаются, скорее всего, различным положением фундамента.

2. Для Средне-Янского планория характерно приподнятое положение фундамента, что подтверждается развитием здесь пологих брахиформных складок или пологим моноклиальным падением среднетриасовых отложений. Косвенным подтверждением могут служить и гравиметрические данные.

3. Средне-Янский планорий окаймляется зонами брахиформных складок на востоке и Куларским горстом на западе. Эти зоны брахиформ-

ных складок, ограниченные глубинными разломами, отражают ступенчатое погружение фундамента по направлениям от Средне-Янского планория.

4. Зоны развития наиболее интенсивной складчатости (Сартангский и большая часть Полоусного синклиория) расположены, вероятно, в областях наиболее погруженного фундамента.

5. Проведенный анализ показывает правомерность и возможность выявления отдельных черт строения фундамента на основании изучения морфологии складчатых деформаций верхнего структурного яруса.

Р. О. ГАЛАБАЛА

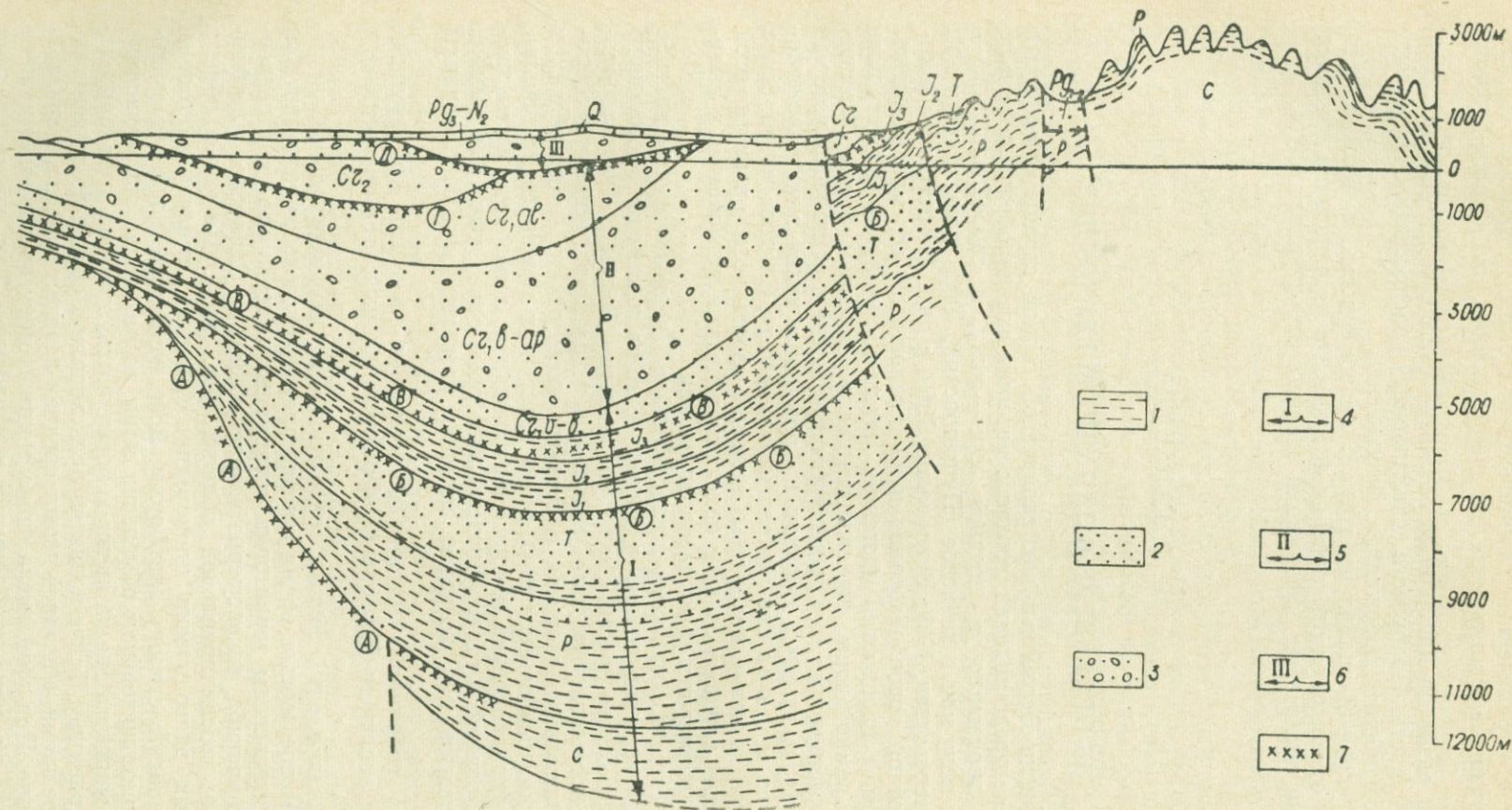
ОБ ОРОГЕНЕЗЕ В ЗАПАДНОМ ВЕРХОЯНЬЕ

О развитии Верхоянья как складчатой горной страны существуют лишь общие представления, согласно которым складкообразование в ее пределах произошло в поздней юре—мелу, а горообразование — в позднем мелу или в кайнозое (Пущаровский, 1960; Мокшанцев и др., 1964; Лунгерсгаузен, 1967; Виноградов, 1969, и др.). Не освещены в литературе этапы горообразования и их соотношение со складчатостью. Между тем, с процессами орогенеза связана глубинная перестройка структуры земной коры, сопровождавшаяся усилением магмообразования и сопутствующим ему выделением рудоносных растворов, которые локализовались главным образом в формировавшихся или возрождавшихся зонах разломов или межслоевых разрывах. Следовательно, более углубленное изучение различных аспектов орогенного развития этой страны очень важно в связи с поисками полезных ископаемых и выявлением закономерностей их распространения.

В процессе геологических исследований в Предверхомянском прогибе и в Верхоянье, проведенных в последние годы геологами Всесоюзного аэрогеологического треста, Института геологии Арктики, Якутского территориального геологического управления и других организаций, собраны дополнительные сведения о составе палеозойских, мезозойских и кайнозойских осадочных пород, об их текстуре и мощностях, о перерывах в осадконакоплении и корях выветривания, о возрасте магматических образований, а также уточнены некоторые ранее известные данные, которые важны для познания истории развития западной окраины мезозойских платформ.

Анализ собранного материала позволяет выделить три крупных периода в эволюции Верхоянья: геосинклинальный, тектоорогенный и орогенный.

Геосинклинальный период, охватывающий каменноугольное, пермское, триасовое, юрское время и начало раннемелового, характеризуется общим погружением территории современного Верхоянья и Предверхомянского прогиба, закономерно возрастающим от Сибирской платформы в глубь геосинклинальной области (см. рис.). На фоне общего погружения эпизодически происходили поднятия, амплитуда которых увеличивалась в сторону платформы. Если на востоке поднятия сказывались в незначительном обмелении моря, то на западе они приводили к выходу морского дна на дневную поверхность, а иногда и к значительному его размыву. Такие поднятия происходили в средне-позднекаменноугольное время, в поздней перми, среднем-позднем триасе и в средней-поздней юре. При этом смена знака тектонических движений выражена более четко по мере приближения к платформе. Там, кроме крупных



Принципиальная схема взаимоотношения фаций в Предверхойанском прогибе в связи с развитием Верхоянских гор
 1 — морские осадки; 2 — континентальные угленосные осадки; 3 — молассы; 4 — осадки геосинклинального периода развития Верхоянья; 5 — то же тектоорогенного периода; 6 — то же орогенного периода; 7 — положение в разрезе кор выветривания (А — предпермская, Б — триас-раннеюрская, В — верхне-юрская, Г — альбская, Д — дат-эоценовая)

ритмов колебательных движений, в геологических разрезах выделяются ритмы более низкого порядка, прослеживающиеся на сотни километров.

Наряду с общими колебательными движениями установлены достоверные признаки формирования конседиментационных поднятий и впадин небольшой амплитуды. Они фиксируются уменьшением или увеличением мощности осадков в соответствующих частях складок, сменой литологии и другими признаками (Лейпциг, 1960; Возин, 1962).

С этим же периодом связаны блоковые движения по системам крупных разломов. В пределах меридиональной части Верхоянья и Предверхоянского прогиба выявлены две системы разломов. Одна из них, заложившаяся еще в догеосинклинальный период развития страны, имеет северо-западное простирание. Примером является зона разломов, протягивающаяся с Сибирской платформы (Кютингдинский грабен), через Предверхоянский прогиб в районе пос. Сиктях в глубь Верхоянья примерно через верховье рр. Унгуохтаах и Уэль-Сиктях. В геосинклинальный период эта зона являлась своеобразным литолого-фациальным рубежом. К северу от нее в Верхоянье формировались преимущественно алевролитово-глинистые толщи, к югу — литологически более пестрые образования, разрезы которых трудно сопоставимы с северными. Установлено еще несколько подобных зон разломов (Моторчуно-Менгкеринская, Линденская), которые являлись литолого-фациальными рубежами в пределах современных Предверхоянского прогиба и западного крыла Верхоянского мегантиклинория.

Другая система разломов, заложившаяся, по-видимому, в начале геосинклинального периода, имеет субмеридиональное простирание. Одна из принадлежащих к ней зон разломов расположена между Верхоянским мегантиклинорием и Сартангским синклинорием. К востоку от нее наблюдается резкое увеличение мощности пермских, триасовых (иногда в 2—3 раза) и юрских отложений. Кроме того, последние становятся более глинистыми, а прибрежно-морские или даже континентальные фации (например, средне-верхнетриасовые) сменяются морскими. Подобная же зона разломов предполагается в Предверхоянском прогибе, где она разделяет его приплатформенную и прискладчатую части. По данным геологической съемки, на восточном крыле Верхоянского мегантиклинория намечаются слабо выраженные, субмеридиональные зоны разломов, вдоль которых происходило увеличение мощностей и смена литологии палеозойских осадков. Но в целом мощность палеозойских и мезозойских осадков увеличивается от современного западного склона Верхоянского хребта к восточному очень постепенно. Создается впечатление, что в этом регионе осадки формировались в условиях единого шельфового склона, претерпевшего резкое погружение лишь на востоке — в пределах Сартангского синклинория.

Конец собственно геосинклинального периода, охватывающий промежуток времени с келловей по готерив включительно, характеризуется общей регрессией моря из района современных Предверхоянского прогиба и Верхоянья и началом формирования преимущественно континентальных угленосных осадков, включающих лишь местами маломощные морские прослои. Большинство исследователей связывает с этим временем проявление складчатости в районе современных Верхоянских гор, поднятие и заложение Предверхоянского прогиба (Пушаровский, 1960; Мокшанцев и др., 1964, и др.). Однако мощности верхнеюрских, валанжинских и готеривских отложений в прогибе закономерно увеличиваются от платформы в сторону складчатой области и в этом же направлении увеличивается содержание глинистого материала. Замеры косой слоистости в аллювиальных горизонтах джаскойской (J_3) и батылыхской (C_{G1}) свит показали на преобладающее северо-восточное или восточное падение косых слоев вблизи горной страны, что свидетельствует о направлении течения рек в сторону современных Верхоянских гор. Волж-

ские базальные морские галечники, залегающие в предгорье, как и на платформенном крыле прогиба, на сиалитной коре выветривания (Биджиев и др., 1969) представлены кремнем, кварцем, а также известняками и доломитами, принесенными с платформы. В валанжинских слоях линзы галечно-гравийного материала, состоящего из кремней и кварца, обнаружены только на платформенном крыле прогиба, а в предгорье в этих отложениях грубообломочный материал отсутствует.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что в поздней юре и в начале раннего мела Предверхоанский прогиб и большая часть прилегающего к нему современного Верхоянья являлись областью седиментации, и заметных поднятий в районе современных гор не существовало. В то же время, в пределах смежной с Верхояньем Яно-Индибирской синклинальной зоны, судя по определению абсолютного возраста магматических образований (Ненашев, 1965), начало значительного гранитоидного магнообразования, связанного с поднятиями этой части мезозойд, приходится на позднеюрское время. В связи с этим, не исключено, что на месте современных Предверхоанского прогиба и Верхоянского мегантиклинория в поздней юре и в самом начале раннего мела действительно существовала единая структура, которую по отношению к Сибирской платформе и поднимающейся Яно-Индибирской синклинальной зоне можно считать краевым или передовым прогибом. В его пределах формировалась характерная для таких структур нижняя континентальная угленосная формация, включающая пачки морских мелководных отложений.

Таким образом, Верхоянье в геосинклинальный период, охватывающий около 200 млн. лет, являлось областью преимущественного прогибания и осадконакопления. Упомянутые выше региональные тектонические подвижки, оживление глубинных зон разломов, а также движения, обусловившие формирование конседиментационных структур, были незначительными по амплитуде и не приводили к формированию в его пределах заметных в рельефе поднятий. Магматизм в окраинной зоне мезозойд проявился лишь в поздней перми (туфогенные песчаники дулгалахской свиты) и в раннем триасе (эффузивные диабазы в основании индского яруса).

Тектоорогенный период характеризуется интенсивным формированием складчатости и взаимосвязанным с ней горообразованием, а также значительным денудационным срезом.

Первый этап складкообразования и поднятия Верхоянья начался в барреме или в конце готерива, параллельно формированию преимущественно песчаных отложений чонкогорской свиты и их возрастных аналогов — низов сиктяхской и верхов батылыкской свит. Мощность упомянутых выше свит и перекрывающих их более молодых — баррем-альбских образований вблизи гор в 5—8 раз больше, чем на платформенном крыле. В их разрезах, наряду с кремневой и кварцевой галькой, впервые появляется значительное количество гравия, гальки и даже валунов, серых и темно-серых песчаников и алевролитов, принесенных с Верхоянья. По направлению к западу (в сторону платформы) галька и гравий в одновозрастных толщах исчезают и уменьшается зернистость песчаного материала. Падение косых слоев в аллювиальных горизонтах баррем-альбского возраста имеет западное направление, указывающее вместе с другими данными на существование сноса с области Верхоянских гор в Предверхоанский прогиб, который, начиная с баррема, можно считать предгорным.

Распространение галечно-валунного материала в Предверхоанском прогибе как по площади, так и по разрезу неравномерно. Единичные гальки и мелкие линзы галечников из верхоянских пород появляются впервые в пределах широтной ветви прогиба (бассейн р. Барайа) в верхах батылыкской свиты (готерив), на меридиональном отрезке, к югу

от широты пос. Сиктях, в низах сиктяхской свиты (баррем), а к северу от пос. Сиктях в лукумайской свите (апт — альб). Такое распределение грубообломочного материала по площади и разрезу объясняется скорее всего асинхронностью поднятий, опаздыванием в поднятии северной части Верхоянья. Наиболее интенсивный снос происходил с Орулганского антиклинория. Вдоль него в Предверхоянском прогибе сформировалась Натарская впадина глубиной около 4 км, выполненная песчано-галечной и угленосной молассой баррем-альбского возраста. В пределах сстальной части Предверхоянского прогиба сноса с Верхоянья фиксируется общим увеличением мощности баррем-альбских отложений вблизи гор, увеличением в направлении к горам размера зернистости аллювиальных песков и появлением единичных галек.

Как уже упоминалось, баррем-альбские отложения достигают максимальной мощности непосредственно у современных гор. Там они граничат по разломам с палеозойскими отложениями или же в крутой моноклинали постепенно сменяются вниз по разрезу более древними образованиями. Естественно, что молассы такой большой мощности (до 4 км) не могли резко обрываться непосредственно у края гор, а выклинивались постепенно в их сторону, но в результате последующей миграции орогенеза на запад были размыты. Именно вследствие этого мы наблюдаем в Предверхоянском прогибе значительно редуцированную нижнемеловую молассу.

Исходя из изложенных выше представлений и учета данных о распространении галечно-валунного материала в нижнемеловой молассе, можно полагать, что нижнемеловые горы образовались лишь на восточном крыле современного мегантиклинория, и, возможно, его сводовой части. Орулганский антиклинорий являлся выступом, наиболее глубоко вдававшимся в пределы предгорного прогиба. Последний в нижнемеловое время был значительно шире современного. Ось его располагалась на западном крыле современного Верхоянского мегантиклинория. В прогибе в то время еще не существовало внутренней зоны, передовых выступов типа Индюлюнгского, Китчанского, Тукуланского, Джарджанского и других поднятий. Там формировались нижнемеловые осадки, которые в пределах поднятий имеют несколько заниженную мощность.

Линзы нижнемеловых галечников в Натарской впадине в ряде случаев располагаются шире (правый берег р. Лены у пос. Сиктях), чем выносы галечников современных горных рек. Это дает основание утверждать, что в нижнемеловое время горы в Орулгане по высоте не уступали современным и подверглись интенсивному размыву. Дополнительным свидетельством является присутствие в молассе галек и валунов из пермских пород Верхоянья. Кроме того, важным фактом, свидетельствующим о значительном размыве Верхоянья к концу нижнего мела, являются находки в районе Эчийского поднятия и в бассейне р. Томпо, в поле выхода каменноугольных и нижнепермских отложений перетолженной нижнемеловой пылицы. Она в большом количестве обнаружена в верхнечетвертичном аллювии и вымывалась, по-видимому, из отложений, располагавшихся на широко развитых в этих районах древних поверхностях выравнивания.

С нижнемеловым этапом складко- и горообразования связано внедрение гранитоидов Эчийского, Имтанжинского и ряда других массивов, абсолютный возраст которых 110—130 млн. лет.

Конец нижнемеловой эпохи знаменуется затуханием поднятий в Верхоянье, формированием в прогибе апт-альбской угленосной толщи, интенсивно каолинизированной в верхней части разреза, и образованием коры выветривания. В Предверхоянском прогибе (р. Линде в среднем течении) сиалитная кора выветривания мощностью более 100 м развита на песчаниках хатырыкской свиты (альб) и перекрывается отложениями

аграфеновской свиты (сеноман — турон). Ее формирование в прогибе указывает на выровненность и на почти полное прекращение сноса с Верхоянья.

Второй этап складко-горообразования охватывает позднесеноманский — датский века. Он фиксируется верхнемеловой молассой, залегающей в Предверхоянском прогибе и Вилюйской синеклизе на интенсивно выветрелых нижнемеловых отложениях. Моласса представлена преимущественно аллювиальными неотсортированными грубослоистыми песками, галечниками и валунниками, залегающими в виде срезающих друг друга линз.

Изредка в разрезе встречаются невыдержанные прослои песков, алевролитов и углей озерно-болотного происхождения. Мощность верхнемеловой молассы в пределах наиболее глубоко прогнутой Линденской впадины достигает 1 000—1 200 м.

В отличие от нижнемеловой молассы, развитой вблизи Верхоянского мегантиклинория, верхнемеловая моласса распространена главным образом в пределах Вилюйской синеклизы и прилегающих к ней участках Предверхоянского прогиба. Она полностью отсутствует во внутренней зоне прогиба, а также на остальной его части севернее широты пос. Жиганска.

Отсутствие верхнемеловых отложений в области максимального нижнемелового прогибания связано с миграцией оси прогиба на запад в результате смещения в этом же направлении фронта складко-горообразования. Складчатостью были охвачены не только центральная часть и западное крыло современного мегантиклинория, но и прилегающая к нему часть Предверхоянского прогиба, где заметную складчатость испытали каолинизированные альбские угленосные осадки. В зоне сочленения прогиба с надвигающимся фронтом складчатости возникли многочисленные надвиги, крупные разрывные нарушения и поднятия. В уже значительно редуцированном нижнемеловом прогибе сформировались Китчанское, Ундюлюнское, Унтуохтахское, Соболах-Моямское и другие поднятия, обусловившие распад единой нижнемеловой депрессии на ряд впадин, разделенных поперечными порогами.

Складчатость сопровождалась интенсивным горообразованием и денудационным срезом поднимающихся гор. Анализ площадного распространения валунно-галечникового материала в верхнемеловой молассе показывает, что граница его ореола отдалена от области сноса на сотни километров. Так, галечно-гравийный материал, принесенный реками из Верхоянья в позднем мелу, встречается в виде линз вплоть до низовья р. Тюнг (левый приток р. Вилюй), расположенного более чем в 250 км от современных гор. Если учесть тот факт, что современные реки выносят галечно-гравийный материал на расстояние 50—60 км от гор, то приведенные выше данные свидетельствуют о значительной высоте Верхоянья и больших уклонах рек. Приблизительная реконструкция уклонов русел рек на основании данных о распространении по площади галечно-валунного материала показывает, что, например, в сенеоне (время формирования чиримыйской свиты) горы были более чем в 2 раза выше современных.

Таким образом, верхнемеловой этап складко- и горообразования в Верхоянье является решающим в создании его современной тектонической структуры (складки, сбросы, сбросо-сдвиги и надвиги) и денудационного среза. Характерно, что непосредственно в зоне наиболее интенсивного верхнемелового тектоорогенеза, сопровождавшегося многочисленными разрывными зачастую рудоконтролирующими нарушениями, на поверхности нигде не вскрыты верхнемеловые магматические образования. На основании немногих данных определения абсолютного возраста предполагается, что с верхнемеловым этапом связано возобновление магматической деятельности в пределах уже упомянутых выше

массивов гранитоидов, развитых на стыке Верхоянского мегантиклинория и Яно-Индигирского синклинория (Ненашев, 1969).

Конец верхнемеловой эпохи знаменуется затуханием тектонических движений и относительно вялым тектоническим развитием страны, продолжавшимся в палеоцене и эоцене. За этот большой промежуток времени Верхоянские горы были значительно выровнены. Реликты выровненных поверхностей дат-эоценового возраста и коррелятные им осадки (палеоцен-эоценовые глинистые отложения в грабенах Северного Верхоянья), а также коры выветривания мощностью до 70 м (линденская свита в Предверхоянском прогибе) сохранились до настоящего времени.

Орогенный период охватывает олигоцен-четвертичное время. Для него характерны преимущественно вертикальные поднятия в Верхоянье и формирование складок с большим радиусом кривизны, которые, однако, не изменили существенно структуры региона, созданной в раннем и позднем мелу. По характеру тектонических движений в Верхоянских горах и Предверхоянском прогибе и соотношению их знака, орогенный период можно подразделить на два этапа: олигоцен-плиоценовый и четвертичный (или позднеплиоценовый — четвертичный).

В олигоцен-плиоценовый этап наиболее интенсивное воздымание претерпел широтный отрезок Верхоянья, главным образом Быраинский антиклинорий, вдоль которого в прогибе образовалась наложенная Усть-Алданская впадина, выполненная песчано-галечниковой молассой мощностью около 900 м. Северный отрезок Верхоянья испытал поднятия меньшей амплитуды. Образовавшиеся в Ленской ветви прогиба олигоцен-плиоценовые отложения представлены в основании глинами с прослоями лигнитов, в большей верхней части разреза — разнородными песками с линзами гравия и редкой галькой. Сохранившаяся мощность этих отложений не превышает 100 м (бассейн р. Менгкере). Аналогичные по возрасту, строению и мощности отложения сохранились на восточном склоне Верхоянья — бассейне р. Омолой (Баранова и др., 1968). По сравнению с олигоцен-плиоценовыми отложениями Усть-Алданской впадины образования на севере отличаются меньшей мощностью и почти полным отсутствием галечникового материала. Кроме того, в Усть-Алданской впадине под глинисто-лигнитовой толщей, фиксирующей время относительно спокойного тектонического развития страны, залегает довольно мощная галечно-песчаная толща, которая на севере не известна. Эти факты позволяют предполагать, что на северном отрезке Верхоянья амплитуда поднятий была меньше и сами поднятия там начались несколько позже, чем на юге. Характерно, что в Ленской ветви Предверхоянского прогиба олигоцен-плиоценовые отложения развиты только в предгорной его части. Они установлены также на отдельных участках Китчанского и вблизи Ундюлюнгского поднятий, высоко приподнятых в настоящее время. По-видимому, эти структуры, как и внутренняя зона Ленской ветви прогиба, претерпели в олигоцен-плиоцене заметное погружение.

В целом в олигоцен-плиоценовый этап Верхоянье испытало сводовое поднятие, сопровождавшееся компенсационным прогибанием участков, пространственно совпадающих с областями максимального накопления нижнемеловой молассы. С этим этапом связано оживление древних и, по-видимому, образование новых разрывных нарушений, а также проявление магматизма. По данным сотрудников географического факультета МГУ (Венткевич, Конищев и др., 1967 г.), в среднем течении р. Омолой внутри толщи олигоцен-плиоценовых осадков встречаются андезиты, пепловые туфы и туфолавы основного состава.

Четвертичный этап, отделенный от олигоцен-плиоценового непродолжительным затуханием тектонических движений, характеризуется общим сводовым поднятием складчатого Верхоянья, а также воздыманием Предверхоянского прогиба. Наряду с формированием складок большо-

го радиуса кривизны для четвертичного орогенеза характерны движения по разломам как унаследованным, так и вновь образованным. Особенно заметно разрывные нарушения проявились в конце нижнечетвертичного — начале среднечетвертичного времени в северной части Верхоянья, где они ограничивают ряд выступов и грабен. На отдельных участках Северного Верхоянья оживление разрывных нарушений, а также формирование пологих складок в верхнечетвертичных отложениях дельты р. Лены происходили в голоцене (Лунгерсгаузен, 1967).

Четвертичный этап горообразования в Верхоянье, если не учитывать складкообразования, в миниатюре напоминает верхнемеловой. Произошло значительное поднятие и размыв складчатой страны; общему поднятию подвергся и Предверхойнский прогиб. Ось последнего по сравнению с положением олигоцен-плиоценовой оси сместилась далеко от гор на запад. Современный рельеф обусловлен главным образом четвертичным орогенезом.

А. И. АФИЦКИЙ, Б. Ф. ПАЛЫМСКИЙ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОКРАИННЫХ ВПАДИН ЧУКОТКИ

В зоне сочленения Охотско-Чукотского вулканического пояса с мезозойскими складчатыми зонами и остаточными массивами выделяется группа «окраинных впадин» (Тильман, 1962). В них удается наблюдать практически непрерывный разрез от позднегеосинклинальных отложений мезозойского к вулканогенно-осадочным и вулканогенным образованиям Охотско-Чукотского пояса. Выполняющие впадины осадочные и вулканогенные породы, как правило, прорваны многочисленными гранитоидными интрузивами, насыщены разнообразными «малыми» интрузивными и субвулканическими телами (Палымская и др., 1968). В ряде впадин открыты россыпные месторождения золота, установлены перспективные рудопроявления золота, серебра, ртути, проявления каменного угля, исландского шпата и других полезных ископаемых.

Особенности строения и тектонического развития подобного рода структур хорошо видны на примере Айнахургенской впадины, расположенной в бассейне верховьев р. Большого Анюя (правый приток р. Колымы). Впадина наложена на восточную часть Яблонского массива. В плане она имеет изометричную форму (70—80 км в поперечнике). Основание структуры сложено среднепалеозойскими вулканогенными образованиями кислого и основного состава, существенно терригенными отложениями нижней перми, триаса, юры, берриасского и валанжинского ярусов нижнего мела. Берриасские и валанжинские отложения тесно связаны с верхнеюрскими и составляют вместе с ними единую серию, сформировавшуюся в течение непрерывного тектоно-седиментационного цикла, поэтому они не являются составной частью отложений, выполняющих впадину, как считает К. В. Паракецов (1966), и отнесены нами к ее основанию.

Айнахургенская впадина выполнена морскими и континентальными молассами верхнеготеривского (?), барремского и аптского ярусов, в юго-восточной и восточной части перекрытыми наземными вулканогенными образованиями верхней половины нижнего мела (Афицкий, Палымский, 1970). Для флангов ее характерно преимущественно центрально-клинальное залегание с углами падения 15—30°; во внутренней части выделяется ряд изометричных мульд и брахисинклиналей, разделенных

узкими гребневидными антиклиналями. Углы падения на крыльях мульд достигают 15—25°, в центральных частях залегание близко к горизонтальному.

Молассовые образования Айнахкургенской впадины разделены на айнахкургенскую и чимчимемельскую свиты. Айнахкургенская свита вскрывается в бортах впадины; она с размывом и угловым несогласием налегает на отложения среднего и верхнего отделов юры, берриасского и валанжинского ярусов (разница в углах падения достигает 10—15°). В составе айнахкургенской свиты выделяются две подсвиты: нижняя мощностью 1 200—1 300 м, сложенная в основном морскими отложениями, и верхняя мощностью 1 400—1 500 м лагунно-континентального происхождения. Граница между подсвитами проводится по полному исчезновению остатков морской фауны и отражает окончательную смену морских условий осадконакопления континентальными. Нижняя подсвита айнахкургенской свиты представлена сложно переслаивающимися полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами; в базальных горизонтах подсвиты, реже в ее верхней части, встречаются прослои и линзы гравелитов, мелкогалечных конгломератов, состоящих из хорошо окатанных галек алевролитов, песчаников, кварца и кислых эффузивов. В средней части разреза преобладают алевролиты и мелкозернистые песчаники. Породы нередко насыщены углефицированным растительным детритом; в конгломератах отмечаются обломки древесины. В песчаниках и алевролитах содержатся остатки пелеципод, в том числе ауцеллин. Верхняя подсвита сложена переслаивающимися кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, углистыми алевролитами, заключающими остатки листовой флоры. Пачки тонкозернистых пород достигают мощности 70—100 м. В верхней части разреза подсвиты появляются линзы и прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Комплекс ауцеллин, обнаруженных в породах нижней подсвиты, указывает на баррем-аптский возраст вмещающих слоев (Паракецов, 1966). Комплекс растительных остатков верхней подсвиты по аналогии с флорой Лено-Оленекского бассейна (Белый и др., 1965) также соответствует баррему — нижней части апта.

Опорный разрез айнахкургенской свиты, изученный авторами в береговых обрывах по р. Большому Анию, в целом выдерживается по всей Айнахкургенской впадине (Афицкий, Палымский, 1970). Может быть отмечено только некоторое уменьшение зернистости пород в юго-восточном направлении параллельно с сокращением мощности отложений. На междуречье Айнахкурген — Лосиха мощность свиты достигает 2 500 м. В бассейне р. Чимчимемеля она равна 1 500 м, уменьшаясь далее к востоку до 800—1 000 м. В составе обломочного материала пород в северной и центральной частях впадины доминируют палеозойские кислые и основные эффузивы, мезозойские терригенные породы, а также разнообразные гранитоиды. На юго-западном фланге, в бассейне р. Вукваам в составе обломков заметную роль приобретают эффузивы кислого и среднего состава, характерные для подстилающих толщ верхней юры. В бассейне р. Алучина, к западу от опорного разреза, в составе свиты отмечаются пачки грубокослоистых песчаников; мощность ее сокращается до 800—1 000 м.

Отложения залегающей выше чимчимемельской свиты особенно широко развиты на юго-востоке и в центре Айнахкургенской впадины. Для свиты характерны фациальная изменчивость по простиранию и значительные колебания мощностей. В опорном разрезе по р. Левому Чимчимемелю она имеет двучленное строение. Нижняя подсвита мощностью 800—850 м сложена переслаивающимися вулканомиктовыми и туфогенными песчаниками с линзами и прослоями конгломератов и пачками (до 30 м) углистых алевролитов. В основании разреза залегают конгломе-

раты (мощностью 25—30 м), состоящие из хорошо окатанных галек эффузивов среднего и основного состава, реже из полуокатанных обломков песчаников, алевролитов, кварца и разнообразных гранитоидов. В верхней части подсвита выделяется мощная (около 300 м) пачка туфоконгломератов и конгломерато-брекчий с маломощными (до 2 м) покровами базальтов. Верхняя подсвита существенно грубообломочная: вулканомиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники и туфопесчаники общей мощностью 750—800 м; отмечаются редкие прослои и пачки алевролитов, переполненных углефицированным растительным детритом. Общая мощность свиты 1 550—1 650 м. Петрографический состав обломочного материала конгломератов и песчаников довольно однообразен—резко преобладают обломки основных и средних эффузивов, в связи с чем существенно вулканомиктовые породы чимчимемельской свиты четко отличаются от кварц-полевошпатовых и полимиктовых пород айнахкургенской свиты. Двучленное строение свиты с некоторыми колебаниями мощностей отдельных горизонтов сохраняется вдоль окраины Охотско-Чукотского пояса в пределах впадины, но очень резко (от 50 до 400 м) меняется мощность горизонта туфоконгломератов и конгломерато-брекчий нижней подсвиты; в его составе вблизи пояса отмечаются многочисленные пласты базальтов и туфов основного и среднего состава. На флангах впадины происходит общее сокращение мощностей отложений. На юго-западе структуры (бассейн р. Яблони) мощность свиты равна 500—550 м. К востоку от опорного разреза (в верховьях р. Правого Чимчимемеля) мощность ее составляет 400—450 м, а на отдельных участках чимчимемельской свиты соответствует пачка (30—50 м) конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников с прослоями туфов основного состава. Иной тип разреза характерен для свиты в центральной и северной частях Айнахкургенской впадины. Здесь преобладают мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты с многочисленными линзами и пропластками (до 60 см) каменного угля. Базальные горизонты сложены вулканомиктовыми гравелитами, грубо- и среднезернистыми песчаниками. Мощность отложений составляет 400—500 м. Между различными фаціальными типами разрезов чимчимемельской свиты существуют постепенные переходы; подошва свиты повсеместно фиксируется по появлению вулканомиктовых пород. Нижний возрастной рубеж чимчимемельской свиты определяется наложением ее на баррем-аптские слои айнахкургенской свиты. По всему разрезу свиты в породах содержатся многочисленные остатки флоры, характеризующей, по аналогии с ископаемой флорой Зырянского бассейна (Самылина, 1963) и Восточной Чукотки (Белый и др., 1965), верхнюю половину нижнего мела (апт — альб). Однако среди растительных форм отсутствуют виды хвойных, характерные для верхнего мела, но широко распространенные также и в альбе, что позволяет с известными допущениями ограничить возраст чимчимемельской свиты аптским веком (Афицкий, Палымский, 1970).

В восточной и юго-восточной частях Айнахкургенской впадины отложения чимчимемельской свиты перекрыты вулканогенными образованиями нижнего мела; последние слагают также небольшие изометричные поля в центральной части впадины. По петрографическому составу и взаимоотношениям между собой вулканогенные образования разделены на две толщи — нижнюю, существенно базальтовую, и верхнюю, преимущественно андезитовую (Палымский и др., 1968). В основании нижней толщи залегают оливиновые и пироксеновые базальты, сменяющиеся по простиранию туфами и туфобрекчиями основного состава. В средней части разреза преобладают туфы основного и среднего состава, перемежающиеся с покровами базальтов, андезито-базальтов, трахибазальтов; в верхах толщи существенная роль принадлежит двупироксеновым андезито-базальтам. Общая мощность толщи 600—800 м. В осно-

бании верхней толщи отмечается пачка (до 300 м) туфопесчаников, алевролитов, туфов среднего состава с отдельными пластами андезитов; низы пачки (20—30 м) сложены туфоконгломератами, которые иногда замещаются агломератовыми туфами андезитов с обломками подстилающих базальтов. Выше по разрезу туфы среднего состава чередуются с покровами андезитов, трахиандезитов, андезито-дацитов, дацитов. Мощность толщи 450—500 м. В породах обеих толщ заключены остатки апт-альбской флоры. Базальтовая и андезитовая толщи полностью аналогичны соответствующим толщам прилегающего отрезка Охотско-Чукотского пояса и имеют с ними непосредственные связи.

Взаимоотношения между выделенными стратиграфическими подразделениями различны. Как отмечалось выше, айнахкургенская свита с отчетливым угловым несогласием и конгломератами в основании налегает на юрские и меловые отложения. Чимчимемельская свита в центральной и северной частях впадины залегает на айнахкургенской свите согласно, образуя с ней единую серию отложений; однако подошва свиты хорошо отбивается по появлению и преобладанию в разрезе вулканомиктовых пород. Иная картина наблюдается по периферии впадины. В бассейне р. Правого Чимчимемеля чимчимемельская свита перекрывает нижнюю подсвиту айнахкургенской свиты. Далее к востоку она с угловым несогласием налегает на отложения верхней юры — валанжина. Подобная же картина наблюдается и на юго-западной окраине впадины, в верховьях р. Яблони, где между айнахкургенской и чимчимемельской свитами четко выражено структурное несогласие (В. Я. Радзивилл, 1967 г.). Южнее, на левобережье р. Крестовой, породы чимчимемельской свиты ложатся на вулканогенные образования верхней юры. Существенно основные эффузивы и туфы «базальтовой» толщи (саламихинская толща, по В. Ф. Белому, 1964 г.) повсеместно залегают на породах чимчимемельской свиты без признаков несогласия; более того, присутствие в разрезе последней туфов основного и среднего состава с отдельными пластами базальтов может свидетельствовать о постепенных переходах между ними.

Приведенные данные позволяют восстановить основные черты геологического развития впадины. Формирование толщ молассовых отложений айнахкургенской свиты связано с позднегеосинклинальной стадией развития мезозойд. Анализ состава обломочного материала позволяет заключить, что основными источниками сноса его в барреме — раннем апте являлись обрамлявшие впадину с северо-востока, севера и запада горные сооружения, существовавшие на месте Южно-Ануйского прогиба, Яракваамского и Алучинского поднятий. Об этом свидетельствуют также пачки грубокосошлостых песчаников в северной и западной окраинных частях впадины, обилие растительного детрита и обломков древесины, указывающих на близость береговой линии, наконец, уменьшение зернистости осадков и мощности отложений по направлению с севера к югу. Площадное распределение остатков морских организмов указывает на существование в барреме мелководного морского залива, охватывавшего рассматриваемую территорию и соединявшегося на востоке с Тихоокеанским бассейном (Паракецов, 1966). К концу баррема — началу апта (время формирования верхней подсвиты айнахкургенской свиты) накопление осадков в Айнахкургенской впадине происходило в условиях обширной болотистой низменности.

Иная обстановка осадконакопления существовала в период формирования отложений чимчимемельской свиты. Грубообломочные отложения этой свиты приурочены в основном к западной окраине фронта собственно вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса. Существенная роль в составе грубообломочных пород принадлежит туфоконгломератам и конгломерато-брекчиям. В последних наряду с хорошо окатанными гальками присутствуют многочисленные неокатанные

обломки основных эффузивов и их туфов. Цементирующий материал неоднороден по составу и размерам; мощности грубообломочных прослоев сильно варьируют. Эти данные позволяют предполагать пролювиальный или предгорно-пролювиальный генезис конгломератов и конгломерато-брекчий (Вассоевич, 1958; Елисеев, 1965). По направлению к востоку и юго-востоку, в глубь Охотско-Чукотского пояса, в составе толщи появляются многочисленные прослои и линзы агломератовых и мелкообломочных туфов основного состава, отдельные покровы базальтов; осадочные отложения выклиниваются, уменьшается общая мощность пород. Резкое изменение мощности чимчимельской свиты характерно и в северо-восточном направлении: наибольшая мощность, до 1 600 м, установлена в пределах Айнахургенской впадины, а за ее пределами она не превышает 300—400 м, составляя на отдельных участках не более 50 м. Из изложенного следует, что образование мощной толщи пролювиальных (предгорно-пролювиальных) отложений чимчимельской свиты связано с размывом формирующейся вулканической горной области (Охотско-Чукотского пояса) и выносом обломочного материала временными потоками и небольшими реками в пределы обширной низменности, существовавшей на месте Айнахургенской впадины. Грубообломочные отложения чимчимельской свиты, следовательно, имеют тесную пространственную и генетическую связь с меловыми вулканитами пояса.

В центральной и северной частях Айнахургенской впадины чимчимельская свита представлена угленосными мелкообломочными отложениями озерно-аллювиальных и озерно-болотных фаций, сходными с отложениями верхней части разреза айнахургенской свиты, т. е. здесь сохраняется унаследованный режим развития.

Сходное строение и подобный характер развития присущи и другим позднемезозойским впадинам Чукотки, расположенным в зоне сочленения мезозойских с Охотско-Чукотским вулканическим поясом. К таким структурам принадлежат Умкувеевская и Тытыльвеевская впадины.

Умкувеевская впадина (верховья рр. Олоя и Еропола) заполнена морскими отложениями верхней части готеривского, барремского и аптского ярусов. Они образуют единую толщу пород, внутри которой не наблюдались какие-либо признаки стратиграфических перерывов или структурных несогласий. Толща сложена мелкозернистыми песчаниками с тонкими прослоями гравелитов и туфов, алевролитами, алевритистыми сланцами и аргиллитами, заключающими единичные прослойки туфов и мергелей (Паракецов, 1966). В нижней части этой толщи (мощность 200—250 м) встречаются остатки брахиопод, пелеципод (иноцерамиды и др.), белемнитов и редко аммонитов. Средняя ее часть (мощность 100—120 м) охарактеризована преимущественно остатками ауцеллин барремского-аптского возраста, а верхняя часть (мощность 130—150 м) включает индифферентные в стратиграфическом отношении двусторки, определенные только до рода. Данная толща в целом вполне сопоставима с нижней айнахургенской подсвитой (Афицкий, Палымский, 1970), однако ее мощность (430—450 м) более чем в два раза меньше мощности этой подсвиты в стратотипическом разрезе. Выше согласно на морских отложениях залегает толща континентальных пород с остатками аптской флоры. Большая ее часть мощностью 430—450 м сложена алевролитами, углистыми сланцами, аргиллитами и песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов, а верхний стометровый горизонт образован преимущественно грубообломочными породами — конгломератами и гравелитами — с прослоями туфов. На флангах впадины породы этого горизонта без видимого несогласия перекрываются нижнемеловыми вулканитами (Незиданов, 1964 г.). Таким образом, по своему стратиграфическому положению, характеру пород и составу остатков флоры нижняя часть континентальной толщи Умкувеевской впадины эквива-

лентна верхней Айнахургенской подсвите, а верхний ее горизонт, вероятно, соответствует чимчимемельской свите.

Тытельвеемская впадина, расположенная на сочленении Охотско-Чукотского пояса с Анюйской складчатой зоной (верховье р. Малого Анюя), заполнена песчаниками и алевролитами валанжинского и готеривского (?) ярусов (Тильман, 1962; Паракецов, 1968); находки органических остатков единичны, поэтому не исключено присутствие барремских и аптских слоев. В центральной части впадины осадочные породы согласно перекрыты континентальными эффузивами раннемелового возраста; на бортах впадины иногда отмечается их несогласное налегание. В основании вулканогенной толщи прослеживаются грубообломочные вулканомиктовые отложения (Тильман, 1962), сопоставляющиеся с чимчимемельской свитой Айнахургенской впадины.

Выводы. 1. Структурное положение рассматриваемых впадин на сочленении мезозой с Охотско-Чукотским вулканическим поясом определяет специфичный характер их тектонического развития, в котором четко различаются две стадии: ранняя и поздняя. В раннюю стадию происходило накопление нижней молассовой толщи (айнахургенская свита и ее аналоги), обусловленное позднегеосинклинальными движениями и связанное с размывом горных сооружений мезозой. Накопление верхней молассовой толщи (чимчимемельская свита и ее возрастные аналоги) сопряжено с заложением Охотско-Чукотского вулканического пояса. Основным источником сноса обломочного материала, слагающего эту толщу, явились вулканические постройки формировавшейся на сопредельном отрезке вулканической горной области. В позднюю стадию продолжалось также поступление материала из возвышенных участков территории мезозой; его присутствие в значительном количестве фиксируется на удаленных от пояса частях Айнахургенской впадины.

2. Заложение и становление описываемых впадин в значительной степени предопределило современную тектоническую структуру западной части Чукотки. Эти впадины представляют собой единственные в своем роде объекты, исследование которых дает возможность установить ряд принципиально важных рубежей в позднемезозойской истории геологического развития соответствующей территории. В них сохранились отложения последнего морского бассейна, проникавшего в раннем мелу в глубинные районы Чукотки. В разрезе этих структур фиксируется полная смена морского осадкообразования континентальным (конец баррема — начало апта), которая знаменовала собой начало качественно нового этапа тектонического развития территории, выразившегося в формировании Охотско-Чукотского вулканического пояса.

С. Г. БЯЛОБЖЕСКИЙ, О. Н. ИВАНОВ

НАДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ ОСТРОВА ВРАНГЕЛЯ

В 1967 г. авторы провели на острове полевые исследования, в результате которых были дополнены представления о стратиграфии дочетвертичных отложений и установлена главенствующая роль надвигов в его структуре.

Самые древние породы представлены метаморфическим врангелевским комплексом, выходы которого протягиваются в широтном направлении в центральной части острова от западного до восточного берега. Врангелевский комплекс состоит из разнообразных сланцев кварц-

альбит-мусковито-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев, по Тернеру и Ферхугену (1961), а также включает в себя инъекционные гнейсо-граниты, приуроченные к нижней части разреза. Некоторые сланцы образовались за счет кислых эффузивных пород. Верхняя часть комплекса сложена рассланцованными гравелитами и конгломератами с галькой жильного кварца, различных гранитов и кремнистых пород. Видимая мощность комплекса более 2700 м. По данным определений абсолютного возраста кали-аргоновым методом и на основании литологического сходства с разрезами прилегающих территорий предполагается протерозойско-синийский возраст метаморфических пород (Иванов, 1969)*.

Врангелевский комплекс вмещает преимущественно пластовые интрузивные тела амфиболитов, граносиенитов, плагиогранитов и габбро. На северо-западе острова в районе г. Дрем-Хед обнажаются в основании моноклинально залегающие алевролиты и песчанистые сланцы (400 м), кремневые и зеленые слоистые алевролиты (300 м) и сменяющие их вверх по разрезу песчаники и кварцитовидные породы с гравием и угловатыми обломками кварцитов, кремнистых пород, полевых шпатов и кварца. Видимая мощность всего разреза около 1600 м. М. Е. Городинским (1964) толща г. Дрем-Хед условно отнесена к протерозою. По вещественному составу, строению и степени метаморфизма она существенно отличается от врангелевского комплекса, ее взаимоотношения с фаунистически охарактеризованными породами палеозоя и верхнего триаса не установлены, а по литологии она сходна со «сланцево-песчаниковым» подразделением разреза верхнего девона, восточной части хр. Брукса на Аляске.

Наиболее древними фаунистически доказанными породами палеозоя являются известняки с брахиоподами и кораллами нижнего девона, выступающие в тектонических окнах и слагающие надвиговые чешуи среди пород нижнего карбона на левобережье р. Гусиной (устное сообщение Ю. Г. Рогозова и Н. М. Васильевой, 1969 г.).

Нижнекаменноугольные породы, широко распространенные к северу и югу от Центральных гор, расчленяются нами на уэрингскую и занимающую более высокое стратиграфическое положение пилларскую свиты. Уэрингская свита представлена органогенно-обломочными и доломитизированными известняками, местами конгломератовидными, в верхней части — тонкогоризонтальнослоистыми известняками с кремнистыми прослоями. В центральной части острова известняки переслаиваются с зеленоватыми алевролитами, а на западе, в Мамонтовых горах, они содержат линзы конгломератов. Мощность свиты около 400 м.

На известняках уэрингской свиты согласно залегают пиритизированные черные глинистые сланцы, алевролиты и мелкозернистые песчаники с редкими прослоями криноидных известняков, объединяемые в пилларскую свиту. Мощность ее более 1400 м. В центральной части острова в составе свиты преобладают мелкозернистые песчаники, а вверху разреза появляются линзы коралловых известняков. В западной части острова и на левобережье р. Мамонтовой увеличиваются мощность и количество прослоев карбонатных пород и появляются гравелиты и мелкогалечные конгломераты с галькой плагиогранитов, метаморфических сланцев, кварцевых и аркозовых песчаников.

Нижнекаменноугольный (визе-намюрский) возраст уэрингской и пилларской свит обоснован многочисленными находками брахиопод, кораллов и мшанок (сборы авторов и предшественников).

В центральной части острова, в верховьях р. Неизвестной, и на юго-восточном побережье обнаружены среднекаменноугольные отложения.

*О возрасте врангелевского комплекса у авторов нет единого мнения. С. Г. Бялбжецкий считает, что верхняя пачка гравелитов и конгломератов может быть сопоставлена с верхнедевонскими конгломератами Кенейут хр. Брукса на Аляске.

В верховьях р. Неизвестной они представлены известняками с хориститами (Гнибиденко, 1968), а на юго-восточном берегу — пачкой известковистых алевролитов, глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников видимой мощности около 25 м, в которых нами были собраны гониатиты и пелециподы верхов башкирского — низов московского ярусов.

Отложения верхнего триаса распространены преимущественно на юге острова и в меньшей мере к северу от Центральных гор. В виде останцов тектонических чешуй они встречаются на породах врангелевского комплекса в Центральных и Безымянных горах. Контакт верхнего триаса с более древними отложениями повсеместно тектонический. Нижние горизонты видимого разреза представлены глинистыми сланцами с редкими прослоями серых известняков и алевролитами. Верхняя часть состоит главным образом из серых олигомиктовых песчаников. Видимая мощность верхнетриасовых отложений составляет 500—800 м. По многочисленным сборам монотисов и галобий возраст толщи определяется как ранненорийский, возможно, присутствует также верхняя часть карниинского яруса.

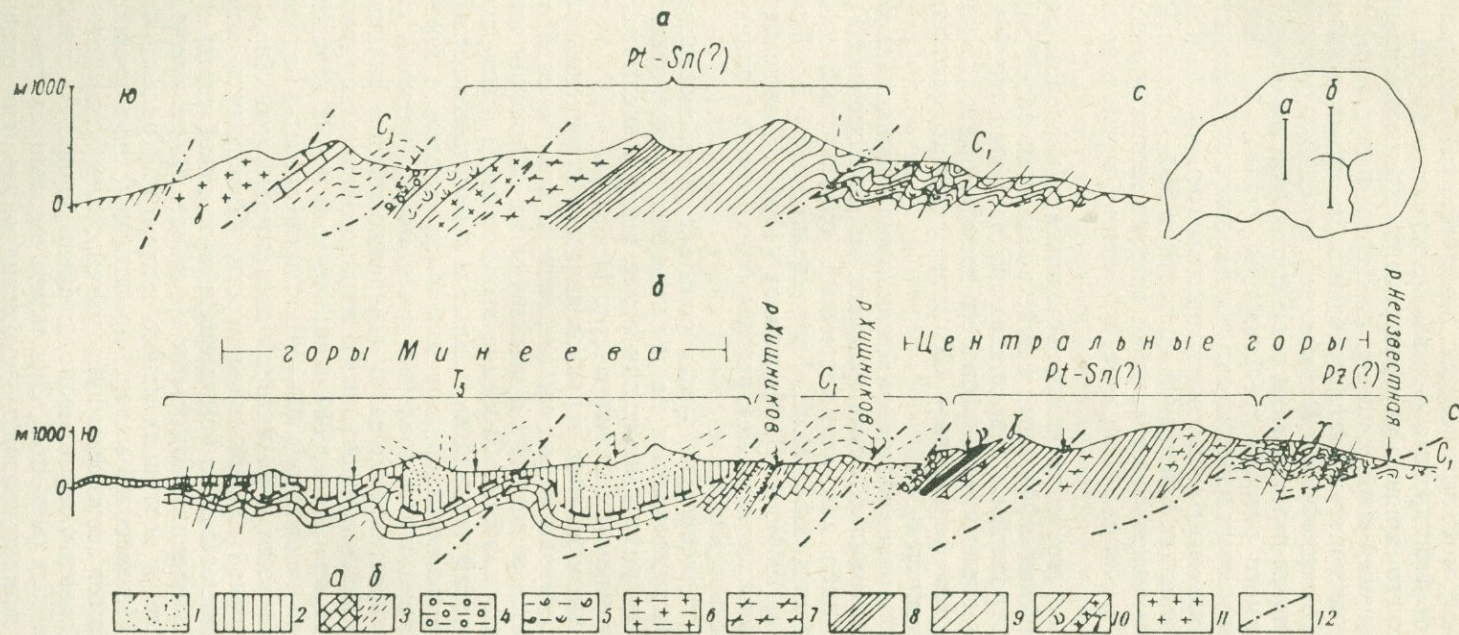
Наиболее высокое стратиграфическое положение в разрезе занимают, по-видимому, кислые эффузивы, в виде небольших полей залегающие в районе г. Покровной на известняках нижнего карбона. Их абсолютный возраст, по данным кали-аргонового метода, равен 133 млн. лет, возраст даек липарит-сферолитов — 120 млн. лет, что соответствует поздней юре — раннему мелу.

Структура острова ранее трактовалась либо как моноклираль южного падения, осложненная мелкой складчатостью и разломами (Громов, Кирюшина, 1947), либо как асимметричный, опрокинутый к северу антиклинорий (Лобанов, 1957; М. Е. Городинский, 1964 г.; Тильман, Бялбжеский, Чехов, 1964). А. В. Мельников (1953 г.), выделяя опрокинутую к северу антиклиналь Центральных гор, отметил наличие надвигов и принадвиговых складок.

По нашим представлениям, ведущая роль в строении острова принадлежит полого погружающимся на юг надвигам субширотного простирания, по которым различные толщи разреза перемещены на север, образуя серию тектонических пластин (рис. 1).

Самым значительным из этих надвигов является нарушение, ограничивающее с севера выходы пород врангелевского комплекса. По нему метаморфические породы докембрия надвинуты на отложения нижнего и, вероятно, среднего карбона. Строение этого надвига было изучено нами в ряде пересечений через Центральные и Мамонтовы горы.

В верховьях правого истока р. Красный Флаг на сложно перемятых рассланцованных породах пилларской свиты залегают мелко- и среднезернистые кварц-полевошпатовые сланцы, чередующиеся с филлитами и рассланцованными, катаклазированными крупнозернистыми кварцевыми песчаниками. Падение плоскостей сланцеватости в этих породах юго-восточное до южного под углами 30—40°. Сланцеватость под различными углами пересекается с реликтовой слоистостью, что объясняется существованием сложной мелкой складчатости. Поверхность контакта между породами врангелевского комплекса и пилларской свиты, являющаяся поверхностью надвига, под углом не свыше 20° погружается на юго-восток. Западнее, в верховьях левого истока р. Красный Флаг и правых истоков р. Неизвестной надвиг, проходящий здесь в основании Центральных гор, имеет сложное чешуйчатое строение. Непосредственно к северу от гор обнажены серые мелко- и среднезернистые известняки с прослоями криноидных разностей. Они смяты в сильно сжатые, опрокинутые на север складки, разбитые субмеридиональными разрывами со сдвиговым смещением по ним. По мере приближения к надвигу в известняках появляются окварцованные и кальцитизированные брекчии дробления и зоны тонколистовых карбонатных сланцев. Срезанная на-



Геологические разрезы через центральную часть о-ва Врангеля

а — разрез через Мамонтовые горы, б — разрез через горы Минеева и Центральные горы. 1 — песчаники верхней пачки разреза Т₃; 2 — глинистые сланцы и алевролиты основания Т₃+п; 3 — нижний карбон: а — известняки, б — глинистые сланцы, песчаники. Протерозой — синий: 4 — рассланцованные гравелиты и конгломераты; 5 — слюдисто-полевошпатово-кварцевые сланцы (по липарит-дацитовым туфам); 6 — кварц-полевошпатовые сланцы (металипариты); 7 — гнейсо-граниты; 8 — слюдисто-кварц-хлоритовые сланцы; 9 — слюдисто-кварцевые сланцы, филлиты с линзами гравелитов и с «плавающей» галькой гранитов; 10 — пластовые тела габбро, амфиболитов (v) и гранитов (γ); 11 — лейкократовые плагиограниты; 12 — надвиги и взбросы

двигом поверхность известняков погружается на юг под углами от 20 до 30°. Аллохтонная часть надвига сложена толщей темно-серых филлитизированных глинисто-алевроитистых сланцев с прослоями глинистых пиритизированных известняков. Породы смяты в изоклиналиные складки шириной в несколько метров, осевые поверхности которых падают на юго-восток под углами 35—40°. Изоклиналиная складчатость и падение плоскостей кливажа на юг создают впечатление моноклиналиного залегания. Между известняками карбона и сланцами врангелевского комплекса в виде тектонических линз мощностью в несколько десятков метров вклиниваются рассланцованные средне- и крупнозернистые песчаники, состоящие из обломочных зерен кварца и кремнистых пород и содержащие прослой гравелитов и мелкогалечных конгломератов того же состава и алевролитов. Местами в песчаниках наблюдаются сжатые лежащие или опрокинутые на север складки. В непосредственной близости от второстепенных надвигов, ограничивающих линзы, песчаники раздроблены и милонитизированы вплоть до образования филлонитов. К надвигам в основании северного склона Центральных гор приурочены цепочки линзовидных тел зеленокаменного измененного и интенсивно рассланцованных изверженных пород основного состава.

Строение аллохтона, сложенного породами врангелевского комплекса, характеризуется наличием нескольких менее протяженных и более крутых надвигов и взбросов субпараллельных основному надвигу и, по-видимому, присоединяющихся к нему на глубине. Они разделяют аллохтон на ряд чешуй, в которых частично повторяется разрез комплекса и между которыми зажаты блоки рассланцованных палеозойских известняков с кремнистыми прослоями и криноидеями. Выходы этих известняков среди пород комплекса установлены в истоках руч. Лагерного в верховьях р. Хищников и в верховьях правого притока р. Кларк к северу от пика Берри. Слагающие отдельные тектонические чешуи породы комплекса во многих случаях настолько рассланцованы, что восстановить первичный характер наслоения невозможно. Местами в них наблюдается сложная, сжатая до изоклиналиной складчатость с падением осевых плоскостей на юг. Плоскости кливажа также повсеместно имеют южное падение. Простираение их варьирует от юго-восточного до юго-западного.

На юге аллохтонная пластина врангелевского комплекса также в большинстве случаев ограничена надвигами и взбросами, поверхности которых погружаются на юг. По ним на юге Центральных и Мамонтовых гор с метаморфическими породами соприкасаются породы различных горизонтов разреза нижнего карбона и верхнего триаса. Разрывы часто сопровождаются развитием мелкой складчатости с осевыми поверхностями, падающими на юг под углами от 20 до 50°.

Непосредственное залегание пород верхних горизонтов разреза триаса на рассланцованных конгломератах и слюдисто-хлоритовых сланцах врангелевского комплекса имеет место на западном побережье между г. Дрем-Хед и м. Флоренс. В верховьях р. Нашей и на водоразделе рр. Нашей и Кларк на метаморфических породах залегают тектонические останцы, сложенные рассланцованными, зачастую микроплойчатыми и милонитизированными палеозойскими и триасовыми породами.

Триасовые породы, распространенные в южной части острова, слагают тектонический покров, надвинутый в северном направлении на палеозойские породы и породы врангелевского комплекса. Основной надвиг приурочен к нижней сланцевой части разреза, и поверхность его параллельна либо субпараллельна напластованию, что создает впечатление нормального стратиграфического контакта. Однако против этого свидетельствуют залегание триаса на различных горизонтах каменноугольных пород, различная мощность и выпадение отдельных пачек нижней части разреза верхнего триаса вплоть до ее полного исчезновения,

обусловленные тектоническим выклиниванием, наличие зон дробления и милонитизации и повсеместное интенсивнейшее расланцевание триасовых и палеозойских пород непосредственно в зоне контакта, приводящее к совершенному исчезновению первичной слоистости. Следует отметить, что расланцованными оказываются даже столь прочные породы как коралловые известняки нижнего карбона, а в криноидных известняках членики криноидей «размазываются» по поверхностям кливажа. Непосредственно строение триасового покрова наблюдалось нами в верховьях р. Сомнительной и ее притоков, в горах Минеева, в верховьях р. Нашей и на обращенном к морю склоне Западного плато. Породы верхнего триаса и подстилающие их породы палеозоя смяты в опрокинутые к северу изоклиналильные, гребневидные, веерообразные, иногда лежащие складки, разбиты второстепенными надвигами и взбросами с южным падением преимущественно южное падение слоистости разновозрастных толщ, одинаковый план складчатых дислокаций палеозойских и верхнетриасовых пород, региональное проявление принадвигового кливажа южного падения, развивающегося независимо от положения и строения складок. В верховьях рр. Нашей и Кларк верхнетриасовые сланцы и песчаники «взбираются» на аллохтонную пластину врангелевского комплекса и в виде сложно дислоцированных останцов встречаются в верховьях рр. Неизвестной и Красный Флаг. Останцы смятых в складки более поздними деформациями надвигов наблюдались нами также к северу от г. Высокой.

До настоящего времени строение части острова, расположенной к северу от Центральных и Мамонтовых гор, было основано главным образом на дешифрировании аэрофотоснимков (М. Е. Городинский, 1964; Тильман, Бялобжеский, Чехов, 1964) и считалось более простым, чем строение его южной части. Указывалось, что известняки и сланцы палеозоя смяты в пологие брахиформные складки, осложненные разломами и мелкой приразломной складчатостью, а на них наложены мульды, выполненные песчаниками и сланцами условно верхнего триаса.

Наши наблюдения заставляют думать, что к северу от Центральных гор также развиты надвиговые структуры, в которых участвуют как палеозойские так и верхнетриасовые породы.

Вдоль южного края Тундры Академии в бассейне р. Красный Флаг обнажаются серые мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники с пачками и прослоями темно-серых алевролитов, слагающие невысокие горы. На основании большого литологического сходства с триасовыми отложениями южной части острова они условно отнесены к верхнему триасу. По р. Красный Флаг слоистость в них повсеместно наклонена на юг под углами 20—30°. Все породы интенсивно расланцованы, причем плоскости кливажа также имеют южное падение. Судя по повторению в разрезе мощных пачек песчаников и изменению взаимного положения плоскостей кливажа и слоистости, можно предполагать наличие сжатых опрокинутых складок, осевые поверхности которых погружаются на юг. Примерно в 3,5 км к югу от границы гор в нижней части северного склона левого притока р. Красный Флаг обнажаются расланцованные известняки, залегающие под верхнетриасовыми песчаниками. Слои известняков падают на северо-запад под углом 15°, плоскости сланцеватости наклонены на юго-восток под углом 40°. Поверхность контакта между песчаниками и известняками полого погружается в юго-восточном направлении. На расстоянии несколько более 1 км далее к югу по обеим сторонам долины р. Красный Флаг вновь обнажаются сложно дислоцированные породы палеозоя, под которые, по-видимому, погружается верхнетриасовая толща. Подобные соотношения дают основание предполагать, что обнажающиеся вдоль южной границы Тундры Академии верхнетриасовые (?) породы слагают тектоническую пластину, надви-

нутую на породы палеозоя, на которую, в свою очередь, на юге надвинуты палеозойские известняки и сланцы. Северный фронт этой пластины, вероятно, совпадает с довольно резким гипсометрическим уступом вдоль южного края Тундры Академии.

Надвиговые соотношения существуют и между различными толщами нижнего карбона, распространенными в Северных горах. Так, на водоразделе между истоками рр. Красный Флаг и Неизвестной криноидные известняки нижнего карбона, деформированные в опрокинутые на север сжатые складки по полого падающей на юг поверхности, надвинуты на рассланцованные черные алевролиты и глинистые сланцы пилларской свиты. В пределах всей северной полосы распространения каменноугольных пород, как это особенно хорошо видно в обнажениях восточного берега, преобладает южное направление падения слоистости, повсеместно развит кливаж, плоскости которого также наклонены на юг, и мелкие сжатые складки, опрокинутые на север. В массивных известняках мысов Литке и Уэринг надвиговые деформации запечатлены многочисленными следами межслоевых подвижек, ветвящимися зонами милонитизированных пород, сопровождающимися запрокинутыми к северу микроскладками.

Чешуйчато-надвиговая структура о. Врангеля, по всей вероятности, возникла в результате длительного и многократного проявления тектонических деформаций.

Об этом свидетельствуют дифференциальные подвижки по разрывам на границе различных слоев, образование сложнейших складок одновременно с перемещением масс горных пород к северу, пододвигание сформировавшихся структур по вновь образованным надвигам и взбросам, вновь дислокация последних и, наконец, образование трещин кливажа с южным падением, пересекающим все перечисленные выше структуры.

Возраст надвигов пока может быть определен весьма приблизительно как послеюрский, если правильно определен возраст кислых эффузивов г. Покровной, нарушенных трещинами принадвигового кливажа.

Если исходить из первоначально пологого или даже горизонтального залегания слагающих остров толщ, что не противоречит имеющимся геологическим данным, то минимальная величина надвига должна составлять не менее 12,5—15 км.

Стратиграфический разрез и тектоническое строение острова Врангеля обнаруживает значительное сходство с таковыми северного склона хр. Брукса. Структура последнего рассматривается американскими геологами как геоантиклинальное поднятие в миогеосинклинальной зоне аляскинского сегмента Северо-Американских Кордильер, которое обособилось в конце поздней юры и в дальнейшем испытало деформации в раннем мелу и в позднемеловое—раннетретичное время (Миллер, Пейн, Грик, 1961; Грейтс, Грик, 1967). На северном склоне и водораздельной части хр. Брукса распространены отложения девонской, каменноугольной и, в меньшей мере, пермской и триасовой систем, вмещающие интрузивные породы основного состава (Tailleur et al., 1967; Brosge et al., 1962; Patton and Tailleur, 1964).

Важнейшей особенностью тектонического строения северного склона хр. Брукса является наличие многочисленных надвигов широтного или субширотного простирания, поверхности которых полого погружаются в южном направлении. Наиболее протяженные из них достигают в длину сотни и более километров. Надвиги имеют чешуйчатое строение благодаря развитию второстепенных разрывов, обычно параллельных или почти параллельных плоскостям напластования и падающих на юг под углом от 20 до 60°. Они сопровождаются асимметричными, опрокинутыми, иногда лежащими складками, осевые поверхности которых падают в южном направлении. Вследствие этого преобладающие падения пород

палеозоя и триаса в северной части хр. Брукса являются южными. Местами устанавливается, что надвиговые пластины испытали повторные деформации после перемещения и образуют синформные и антиформные складки.

В центральной части и на востоке хребта в пределах северного склона имеется несколько структурных зон; в наиболее южной из них терригенные отложения группы Эндикотт надвинуты друг на друга и на породы Лисберн, а в северных более древние горизонты надвинуты на более молодые, а также на породы перми и триаса. Чаще всего перемещение происходило по сланцевым толщам палеозойского возраста. Наряду с надвигами наблюдались разломы меридионального или близкого к нему простирания со сбросово-сдвиговым смещением по ним. Минимальная величина перемещения по надвигам центральной и восточной частей хребта Брукса составляет от 2 до 12 км. К надвигам северного склона нередко приурочены тела измененных изверженных пород основного состава (Brosge et al., 1962; Patton and Tailleur, 1964; Charman, Detterman and Mangus, 1964; Porter, 1966).

К северу от хребта в зоне предгорий распространены отложения карбона, перми, триаса и нижнего мела, находящиеся в сложных тектонических взаимоотношениях между собой. В этой зоне широко развиты мелкие сильно сжатые складки и тесно сближенные крутопадающие разломы широтного простирания, среди которых преобладают взбросы. Предполагается, что на глубине эти разломы соединяются в несколько пологих надвигов, основное перемещение по которым осуществляется по поверхности известняков группы Лисберн (Patton and Tailleur, 1964). По данным палинспастического анализа, минимальная величина горизонтального перемещения в процессе надвигания группы Бейард на породы группы Эндикотт может составлять 100—175 км (Tailleur, Brosge and Reiser, 1967).

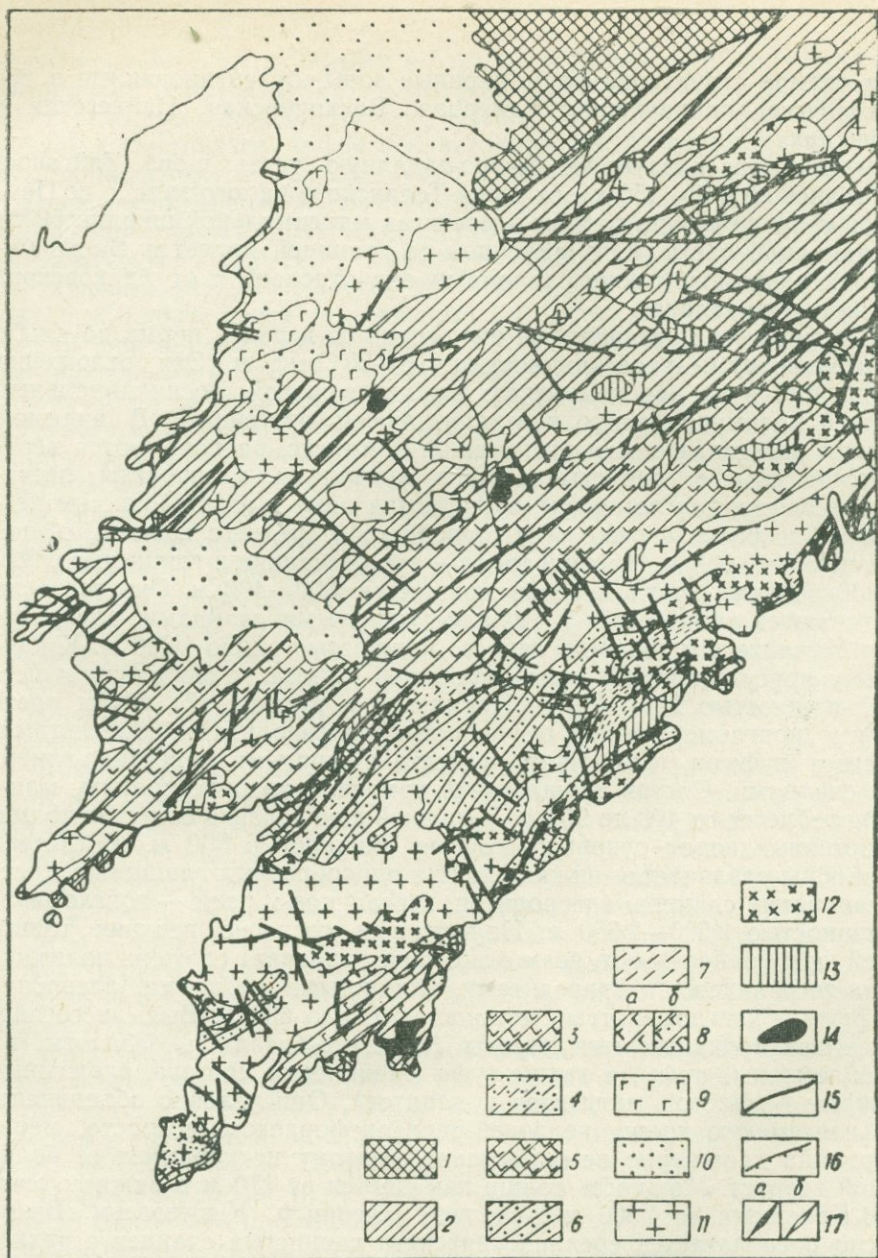
Таким образом, от северных склонов хр. Брукса и до острова Врангеля протягивается зона надвигов, погружающаяся в общем случае к югу. Продолжение ее, вероятно, можно усмотреть на о-ве Столбовом, где фиксируется ряд мелких чешуйчатых надвигов с углами падения 20—30°, и в районе п-ова Кигиллях (данные Д. С. Сорокова, 1959 г.). Крупные надвиги, сопровождаемые рядом мелких чешуйчатых структур, отмечаются также в районе Горного Таймыра.

Определение четкой тектонической позиции острова Врангеля с привлечением регионального геологического материала по приполярному бассейну позволяет установить обширнейшую сравнительно молодую зону надвигов огромной протяженности от северных склонов хр. Брукса до гор. Бырранга Таймыра. Рассматриваемую нами область регионального надвигообразования необходимо иметь в виду при интерпретации данных геологического строения восточных полярных морей.

Г. Е. НЕКРАСОВ, Н. Б. ЗАБОРОВСКАЯ, М. Л. ГЕЛЬМАН

ТЕКТОНИКА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА МЕЗОЗОИД К СТРУКТУРАМ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ НА ПРИМЕРЕ ПОЛУОСТРОВА ТАЙГОНОС

Полуостров Тайгонос — один из немногих районов Северо-Востока СССР, где удается наблюдать строение зоны перехода от мезозойд Яно-Колымской складчатой области к структурам собственно Тихоокеанского пояса. К югу от Авековского блока (см. рис.) на полуострове выде-



Тектоническая схема п-ова Тайгонос

1 — Авековский блок — метаморфические породы архея и прорывающие их интрузии гранитоидов юрского и мелового возраста; 2—3 — Северная структурно-формационная зона: 2 — геосинклиальный комплекс (P_2 — J_{3v1}). Морские карбонатно-терригенная, аспидная и вулканогенно-осадочная формации; 3 — орогенный комплекс (J_{3v2} — $C_{Г1ар-a1}$). Континентальные вулканогенная, вулканогенно-осадочная и угленосная формации; 4—5 — Вискичунская структурно-формационная зона: 4 — геосинклиальный комплекс (J_1 — J_3), формация «зеленых туфов», 5 — орогенный комплекс (J_{3v2} — $C_{Г1ар-a1}$), континентальные вулканогенная, вулканогенно-осадочная и угленосная формации; 6—7 — Нейнегская структурно-формационная зона: 6 — геосинклиальный комплекс (J_3 — $C_{Г1v}$), морские вулканогенная и кремнисто-терригенная формации, 7 — палеозойский (C_1) фундамент зоны, ороговикованные и метаморфизованные отложения терригенной формации; 8 — прибрежная структурно-формационная зона. Геосинклиальный комплекс (J_3 — $C_{Г1h}$), морские вулканогенная и терригенная формации: а — неметаморфизованные отложения, б — они же метаморфизованные; 9—10 — послегеосинклиальные структуры: 9 — покровы палеогеновых базальтов, 10 — палеогеновые и четвертичные наложенные впадины; 11—14 — интрузивные образования: 11 — гранитоиды мелового возраста, 12 — диоритовые интрузии раннемелового возраста; 13 — основные интрузии раннемелового возраста; 14 — ультраосновные интрузии раннемелового возраста; 15 — основные разрывные нарушения; 16 — флексуры; 17 — оси складок: а — антиклинальных, б — синклинальных.

ляются четыре структурно-формационные зоны, ориентированные в северо-восточном направлении: Северная, Вискичунская, Нейнегская и Прибрежная.

Северная зона охватывает северо-западную часть п-ова Тайгнос, протягиваясь на 140—150 км от п-ова Теланского на юго-западе до Пенжинской губы на северо-востоке и достигая максимальной ширины 50 км в юго-западной части. Юго-восточной ее границей является Вискичунская зона разломов; также разломами она отделена и от Авековского блока на северо-западе.

В Северной зоне установлены отложения от верхней перми до альба включительно суммарной мощностью 18—20 тыс. м. Эти отложения подразделяются на два комплекса: нижний морской геосинклинальный и верхний преимущественно континентальный орогенный. В видимом основании разреза, слагающего нижний комплекс, располагаются верхнепермские черные глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, вулканомиктовые и известковистые песчаники и алевролиты, реже туфы основного и среднего состава, общей мощностью до 3 000 м. Нижний триас — это песчаники и глинистые сланцы с горизонтами конгломератов мощностью 300—400 м. Они согласно перекрываются глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками среднего триаса, мощностью около 1 000 м. К карнийскому ярусу относятся серые глинистые сланцы, алевролиты и песчаники мощностью 200—400 м. Норийский и рэтский (?) ярусы представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, базальтами, основными туфами, глинистыми, углисто-глинистыми и песчано-глинистыми сланцами. Состав толщи очень изменчив по простиранию, мощность колеблется от 400 до 900 м. К нижней юре условно отнесена толща вулканогенных пород основного состава мощностью 900 м. В составе средней юры различается нижняя толща однообразных глинистых и песчано-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и реже — конгломератов мощностью 2 500—2 650 м. Налгающая согласно верхняя толща средней юры (байос — бат, возможно, низы келловей) сложена полимиктовыми песчаниками и гравелитами, глинистыми сланцами, алевролитами, реже — конгломератами мощностью около 600 м. Выше несогласно залегают вулканогенные породы (андезито-базальты, базальты, их разнообломочные туфы, а также туфы смешанного состава, сложенные обломками базальтов, андезитов и дацитов). Они условно объединены в тальнавеевскую толщу келловей-раннеоксфордского возраста. Верхняя граница достоверно не определена, поэтому не исключен ее более молодой возраст. Мощность толщи изменяется от 170 м в нижнем течении р. Каленмын до 1 200 м в среднем течении р. Кычувзеем. Выше согласно располагается срединная свита глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников и алевролитов мощностью от 400 м (на водоразделе рек Кычувзеем и Тальнавеем) до 1 300—1 400 м (на западном побережье полуострова). Возраст ее позднеоксфорд-раннекимериджский. Срединная свита согласно перекрывается гырьянгинской свитой кимеридж-волжского возраста, сложенной базальтами, андезито-базальтами, андезитами, их туфами, кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами мощностью 1 000—1 820 м. На этом заканчивается разрез нижнего (геосинклинального) комплекса Северной зоны.

В основании верхнего (орогенного) комплекса располагается вава-чунская свита — липариты, трахилипариты, дациты, андезиты и их туфы; иногда удается распознать игнимбритовую природу кислых вулканогенных пород. В подчиненном количестве встречаются алевролиты, песчаники и углисто-глинистые сланцы. Свита относится к волжскому ярусу верхней юры (в ее основании найдены остатки ауцелл). Общая мощность ее 1 800—2 000 м. Залегающая согласно выше теланская сви-

та сложена зеленовато-серыми и бурими базальтами и их туфами с маломощными прослоями туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов и углистых сланцев. На полуострове Теланском появляются пачки черных агглютинатов, туфов и кластолав андезитового состава, связанных, по-видимому, с деятельностью располагавшегося здесь стратовулкана; в подчиненном количестве присутствуют лавы и туфы дацитов, базальтов. Возраст свиты позднеюрский — валанжинский. Мощность ее на междуречье Имповеем — Вискичун 3 500—3 750 м, в северо-восточном направлении она уменьшается до 1 300—1 500 м. Выше согласно залегает вануонская свита готеривского возраста, сложенная вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, туфопесчаниками и туфогравелитами с прослоями и маломощными пачками алевролитов, аргиллитов, мелкогалечных конгломератов и туфов. Обнаруженные остатки фауны свидетельствуют о накоплении этих пород в морских условиях — в узком заливе, образовавшемся вдоль Вискичунской зоны разломов. Мощность свиты в междуречье Имповеем и Кенгевеем — 1 225—1 300 м. Вануонская свита перекрывается рябинкинской, которая разделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита ложится без видимого углового несогласия, но, вероятно, с разрывом на вулканогенные породы теланской свиты. Она сложена туфогенными глинистыми сланцами и алевролитами, пелловыми и грубообломочными туфами и туффитами среднего состава, кремнистыми и глинистыми сланцами и алевролитами, реже — туфопесчаниками, туфоконгломератами, андезитами. Собранные из разных частей разреза подсвиты остатки флоры определяют ее баррем-аптский возраст. Мощность отложений составляет 800—900 м.

В междуречье Имповеем — Вискичун средняя подсвита рябинкинской свиты сложена песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, глинистыми и углистыми сланцами с пластами и линзами каменных углей мощностью 2—5 м. Комплекс растительных остатков определяет ее апт-альбский возраст. Мощность подсвиты — 700—750 м.

В строении верхней подсвиты участвуют песчаники, гравелиты, алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, полосчатые кремнистые туффиты. В верхней части разреза появляются мощные покровы андезитов и их туфов. Мощность подсвиты около 3 000 м. Возраст ее по флоре апт-альбский.

На побережье р. Кенгевеем на рябинкинской свите согласно залегают нерасчлененные нижнемеловые вулканогенные образования: зеленовато-серые и темные фиолетово-бурые базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты и их туфы с маломощными пачками туфоалевролитов. Мощность ее 850—1 650 м. Возраст условно апт-альбский.

Отложения нижнего геосинклинального комплекса смяты в складки северо-восточного простирания с размахом крыльев от 1 до 4 км и наклоном пород на крыльях от 15—25° до 40—50°. Пересекающие их зоны разломов северо-восточного простирания сопровождаются сложными, нередко опрокинутыми на юго-восток, складками с размахом крыльев от 200—400 до нескольких метров; углы падения пород на крыльях составляют 50—80°. В осевой части этих складок встречаются пережатые и будинированные дайки раннемеловых андезитов.

Отложения орогенного комплекса образуют приразломную структуру — Теланскую моноклинал, протягивающуюся в северо-восточном направлении через весь п-ов Тайгонос. Максимальная ширина Теланской моноклинали около 23 км. Моноклинал осложняется флексурами, разломами, мелкими складками, к которым нередко приурочены разнообразные тела интрузивных пород.

Описанные отложения в целом соответствуют верхоянскому комплексу. Однако важно отметить отличия Северной зоны от яно-колымских мезозоид. Период геосинклинального прогибания в Северной зоне затянулся до конца позднеюрской эпохи; переход в поздневолжском —

альбском веках к накоплению орогенных формаций не сопровождался резкой перестройкой структурного плана. В составе геосинклинальных отложений Северной зоны гораздо большую роль, чем в мезозондах, играет вулканогенный материал, шире распространены конгломераты внутриформационного и межформационного характера, выявлены многочисленные стратиграфические перерывы (в основании средней юры, на границе норийского и карнийского ярусов, возможно, на границе нижней юры и триаса, триаса и перми). Вулканогенно-осадочные толщи орогенного комплекса, по-видимому, можно рассматривать в качестве образований Охотско-Чукотского вулканического пояса, формирование которого здесь начинается в конце верхнеюрской эпохи. При этом позднеюрско-готеривские, т. е. наиболее древние из развитых здесь орогенных вулканических комплексов Охотско-Чукотского пояса отличаются формационным своеобразием, тогда как баррем-альбские отложения имеют более общий для вулканического пояса характер.

Вискичунская структурно-формационная зона вытягивается по левобережью р. Вискичун от Внутренней губы до слияния рр. Кенгевеем и Ван-Уонявоям. Ширина ее 6—10 км, длина 48—50 км. Северо-западным ограничением зоны служит Вискичунская зона разлома, а на юго-востоке — Восточно-Тайгоносский массив раннемеловых гранитоидов. Зона сложена морскими ниже-, средне- и верхнеюрскими вулканогенно-осадочными и вулканогенными отложениями суммарной мощностью 4 000—4 500 м, в составе которых установлены зеленовато-серые, реже — фиолетово-серые туфы андезитов и андезито-базальтов, туффиты, туфографелиты и туфопесчаники, в подчиненном количестве — аргиллиты и песчано-глинистые сланцы, всегда содержащие примесь пирокластического материала. Это нижний геосинклинальный комплекс. Более молодые волжско-валанжинские вулканогенные отложения мощностью 2 000—2 500 м хотя и залегают без видимого углового несогласия могут быть отнесены к орогенному комплексу. К нему же относятся и перекрывающие их со стратиграфическим несогласием континентальные угленосные отложения апт-альбского возраста мощностью 250 м.

Юрские отложения в пределах зоны образуют антиклиналь, юго-восточное крыло которой срезано разломом и приуроченными к нему гранитоидами, отделяющими Вискичунскую зону от расположенной к югу Нейнегской зоны, а в сохранившемся северо-западном крыле слои падают на северо-запад под углами 50—80° и осложнены узкими линейными складками и разломами северо-восточного направления. Залегающие выше волжско-валанжинские отложения наклонены на северо-запад под углами 50—60°, иногда 20°.

Комплекс юрских вулканогенно-осадочных и вулканогенных отложений, образовавшийся одновременно с накоплением морских толщ соседней Северной зоны, по типу близок к формации зеленых туфов, которая характерна для островных дуг с андезитовым и базальтовым вулканизмом преимущественно эксплозивного типа.

Таким образом, в Вискичунской зоне, как и в Северной, период геосинклинального осадконакопления затянулся до конца верхней юры, сменившись накоплением континентальных орогенных формаций (вулканогенных волжско-валанжинских и угленосных апт-альбских).

Нейнегская зона располагается к юго-востоку от Вискичунской. Длина ее около 90 км, ширина — 23 км. Осадочно-вулканогенные толщи в ней сохранились в виде крупных блоков, разобщенных раннемеловыми гранитоидами Восточно-Тайгоносского массива. В этих блоках установлены отложения верхней юры и согласно перекрывающие их отложения валанжина общей мощностью около 4 000—4 500 м. В составе верхнеюрских отложений выделяются черные флюидалные дациты, андезиты, андезито-базальты, туфы среднего состава, алевролиты, песчаники, туфопесчаники и сланцы суммарной мощностью 2 300—2 500 м.

Валанжинские отложения — это черные алевролиты и аргиллиты с пластами вулканомиктовых, нередко глинистых песчаников и туфопесчаников. Довольно существенную роль в разрезе играют светло-зеленые кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы.

Эти отложения сохранились среди гранитоидов в виде фрагментов линейных складок северо-восточного простирания с размахом крыльев 10—15 км, осложненных узкими крутыми складками шириной 1—4 км и разломами разных направлений, к которым часто приурочены дайки андезитов и диабазов.

Вулканогенно-осадочные верхнеюрские отложения Нейнегской зоны относятся к андезитовой геосинклинальной формации, а осадочные, туфогенно-осадочные и кремнистые, реже — кремнисто-карбонатные образования валанжина — к геосинклинальной кремнисто-терригенной формации.

Таким образом, период геосинклинального осадконакопления в этой зоне по сравнению с Северной и Вискичунской зонами затянулся и закончился в раннем мелу, о чем свидетельствует внедрение в конце ранне-меловой эпохи гранитоидов Восточно-Тайгоносского массива.

В гранитоидах северо-восточной части Нейнегской зоны сохранилось несколько узких тектонических блоков нижнекаменноугольных пород мощностью около 2000 м. Среди них сильно метаморфизованные песчаники, алевролиты и аргиллиты, реже — глинистые, известковистые, кремнисто-известковистые и туфогенные песчаники, алевролиты и иногда известняки. Нижнекаменноугольные отложения смяты в узкие линейные складки северо-восточного простирания с углами падения пород на крыльях от 20—30° до 70—80° и размахом крыльев 0,5—1,0 км. Смятые в складки участки толщи чередуются с участками крутого (65—75°) моноклинального залегания пород. Складчатые структуры осложнены разломами северо-западного простирания (без значительных смещений) и прорваны дайками раннемеловых андезитов и диоритов.

Прибрежная структурно-формационная зона, протягивающаяся узкой (до 15 км) полосой вдоль юго-восточного побережья п-овов Тайгонос и Елистратова, сложена морскими и прибрежно-морскими осадочными и кремнисто-вулканогенными геосинклинальными отложениями верхней юры, нижнего мела — нижнего сенона, общей мощностью около 8000 м. Строение этой толщи сходно со строением разновозрастных образований северо-западной Камчатки. Одинаково и магнитное поле Прибрежной зоны и северо-западной Камчатки. Нижняя часть разреза в районе мыса Поворотного сложена спиллитами, диабазами, туфами основного состава, туфопесчаниками, полосчатыми красными и зелеными яшмами и кремнистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами мощностью около 2500—3600 м. Они сходны с разновозрастными образованиями кингивеевской свиты восточного побережья Пенжинской губы. Возраст этой свиты верхнеюрский (Г. П. Авдейко и др., 1966; Г. П. Авдейко, 1968). На полуострове Елистратова (северо-восточная часть Прибрежной зоны) к кингивеевской свите отнесена 90-метровая пачка кератофилов, располагающаяся в основании разреза (бухта Горных Кузнецов).

Выше согласно залегает мялекасынская свита валанжинского возраста. Это конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, образующие пачки ритмичного переслаивания, а также кремнистые и глинистые сланцы. Мощность свиты в районе мыса Поворотного 1800—2000 м, на п-ове Елистратова — 200 м.

В строении согласно залегающей выше свиты Маметчинских гор готерив-барремского возраста участвуют туфогенные кремнистые и глинистые сланцы, алевролиты, окрепнелые туфопесчаники и песчаники, спиллиты, окрепнелые туфы и яшмы. Мощность свиты на п-ове Елистратова более 280 м. На междуречье Витаэтгли — руч. Поворотного,

где свита описана под названием витаглинской толщи, мощность ее возрастает до 1 500 м, а возраст условно считается готеривским по положению толщи в разрезе, так как остатков фауны в слагающих ее отложениях не обнаружено.

Вышележащая часть разреза развита на п-ове Елистратова. Здесь в районе мыса Опасного на свите Маметчинских гор согласно залегает кармаливаямская свита аптского возраста, сложенная туфогенными конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями туфов андезито-базальтового состава мощностью около 130 м. Стратиграфически выше располагается толща (350 м) туфогенных гравелитов, песчаников и алевролитов, содержащих альб-сеноманскую фауну. Возможно, ее следует сопоставлять с айнынской, кедровской и нижней частью маметчинской свиты северо-западной Камчатки. Характер контакта ее с кармаливаямской свитой не установлен, так как толща обнаружена только в эрозионном окне среди поля палеогеновых (?) базальтов к югу от мыса Опасного.

Выше по разрезу со стратиграфическим несогласием располагаются конгломераты, песчаники и гравелиты пенжинского горизонта валижгенской свиты (400 м) верхнетурон-нижнесенонского возраста. Они согласно перекрываются морскими терригенными отложениями нижней подсвиты быстринской свиты (550 м) и лагунно-континентальными отложениями верхней подсвиты быстринской свиты (350 м). Возраст быстринской свиты верхнетурон-коньякский.

Различные меловые свиты п-ова Елистратова с резким угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты покровами полого залегающих палеогеновых (?) базальтов.

Вулканогенно-осадочные породы, слагающие юго-западную часть Прибрежной зоны и прорывающие их интрузивные образования основного и ультраосновного состава, часто глубоко метаморфизованы и сильно передроблены. Они образуют моноклираль северо-восточного простирания, круто падающую на северо-запад и осложненную узкими линейными с размахом крыльев от 50—100 м до 1 500—2 000 м и многочисленными разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания. Складки сильно сжатые прямые, в отдельных случаях — слабо наклоненные, с острыми замками и падениями пород на крыльях от 50—60 до 80—88°.

Разрывные нарушения северо-восточного простирания сопровождаются зонами смятия шириной до нескольких десятков метров, в которых породы рассланцованы, будинированы, милонитизированы, нередко плейчатые, а иногда сжаты в изоклинальные складки с размахом крыльев 10—30 м. По-видимому, эти разломы соскладчатые. Разломы северо-западного простирания молодые, главным образом сбросово-взбросового характера с вертикальными перемещениями не более 200—300 м.

Меловые отложения п-ова Елистратова образуют западное крыло крупной синклинальной складки северо-восточного простирания, восточное крыло которой скрыто под водами Пенжинской губы Охотского моря. Складка осложняется двумя системами разломов северо-восточного и северо-западного простирания.

Домезозойский фундамент структурно-формационных зон на п-ове Тайгонос различный. Геосинклинальный прогиб Северной зоны заложился на кристаллическом докембрийском основании, обнаженном в Авековском блоке. Его влияние сказывается, в частности, на изменении мощностей ряда свит зоны по простиранию. Палеозойский фундамент Нейнегской зоны, по-видимому, аналогичен фундаменту Корякского нагорья.

Приведенный выше материал показывает, что переход от Яно-Колымской к Корякско-Камчатской складчатой области ступенчато-постепенный. Это выражается в существовании очень узких Нейнегской и

Вискичунской структурно-формационных зон. Формации геосинклинального комплекса Вискичунской и Нейнегской зон обычны для тихоокеанских геосинклиналей (в частности, характерна формация «зеленых туфов»). Однако орогенный комплекс Вискичунской зоны и по возрасту и по составу близок орогенному комплексу Северной зоны. В Нейнегской зоне такого орогенного комплекса нет. Возраст складчатости в перечисленных структурно-формационных зонах п-ова Тайгонос несколько различен и меняется от середины до конца позднего мела, что позволяет относить эти структуры к особой Охотской складчатой области, выделенной В. А. Титовым.

В связи с изложенным интересны данные о зональности в составе изверженных пород, которые имеют преимущественно раннемеловой возраст. В Прибрежной зоне распространены гипербазиты, габбро и диориты. Северо-западнее в Нейнегской зоне основные и ультраосновные породы сменяются гранодиоритами, тоналитами и резко подчиненными им плагиогранитами, гранитами и кварцевыми монцонитами Восточно-Тайгоносского массива. В Северной структурно-формационной зоне распространены многочисленные интрузии гранодиоритов и более редкие тела аляскитовых субщелочных гранитов, граносиенитов, диоритов, габбро-диоритов, габбро.

Замечательной особенностью зональности изверженных пород п-ова Тайгонос является присутствие среди различных по основности пород разновидностей, относящихся к натриевому и калиевому рядам. Типично натриевыми породами являются амфиболовые перидотиты, роговообманковые габбро, диориты, кварцевые диориты, кварцевые диорит-порфириты, тоналиты и гранодиориты, плагиограниты и натриевые аляскиты, интрузивные дациты и липарито-дациты. Их калиевые аналоги соответственно представлены кортландитами, биотито-оливиновыми габбро, темноокрашенными богатыми кремнеземом кварцевыми монцонитами и кварцевыми монцонит-порфирами, светлоокрашенными кварцевыми монцонитами и граносиенитами, двуслюдяными гранитами, субщелочными липаритами и гранит-порфирами. Калиевые и натриевые породы близкой основности нередко образуют единые тела, в которых они связаны постепенными переходами и являются разновозрастными образованиями. При этом калиевые породы свойственны Северной зоне, а натриевые — Нейнегской.

Таким образом, зональность в размещении интрузивных пород выражается в смене основного и ультраосновного магматизма, характерного для зон Тихоокеанского пояса, гранитоидным магматизмом, свойственным мезозойдам. В области гранитоидного магматизма, в свою очередь, наблюдается переход с юго-востока на северо-запад от раннемеловых габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитовых синтетектонических плутонов глубинных зон формирования к габбро-диорит-гранодиорит-гранитным батолитам и штокам охотского типа, представляющим собой интрузии средних глубин формирования.

А. Д. ЧЕХОВ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНЬЯЛИ-ДЕБИНСКОГО И ОЛЬДОЙСКОГО СИНКЛИНОРИЕВ

Проведение типизации мезозойд Востока СССР требует сравнительного изучения крупных тектонических элементов отдельных складчатых систем. Особый интерес представляет сравнительное исследование син-

клинориев, как правило, вмещающих главную часть мезозойской рудной минерализации. Выбор в качестве объектов изучения Иньяли-Дебинского и Ольдойского синклинориев обусловлен, прежде всего, их типоморфностью в ряду синклинальных структур Яно-Колымской и Монголь-Охотской складчатых систем и существующими разногласиями во взглядах на тектоническую природу Ольдойского прогиба (Нагибина, 1963). Немаловажными явились и такие факторы, как доступность для изучения, удовлетворительная обнаженность районов и приблизительно одинаковая геологическая изученность.

Иньяли-Дебинский синклинорий располагается во внутренней части Яно-Колымской складчатой системы к западу и юго-западу от Колымского массива. Он представляет собой крупнейшую на Северо-Востоке сложноскладчатую структуру, протягивающуюся в северо-западном направлении на расстояние до 1 000 км при ширине около 100 км. Синклинорий занимает территорию бассейнов рек Чаркы, Иньяли, предпорожной части Индигирки и левых притоков Колымы — рр. Дебина и Берелеха.

На западе и юго-западе Иньяли-Дебинский синклинорий по серии крупных разрывных нарушений граничит соответственно с Адыча-Эльгинским районом пологих дислокаций и Аян-Юряхским антиклинорием. Северо-восточная его окраина нарушена крупнейшей системой разломов Дарпир, отделяющей прогиб от смежных Тас-Хаяхтахского и Омuleвского складчато-блоковых поднятий, сложенных палеозойскими толщами, и наложенного на них Момо-Зырянского позднегеосинклинального прогиба.

Центриклинальное замыкание синклинория наблюдается лишь в нижнем течении р. Чаркы, где ось его в северном направлении резко воздымается, и он отделяется от сходного по строению Полоусного синклинория Туостахским поперечным поднятием. Более сложно устроено южное окончание Иньяли-Дебинского синклинория. В долине р. Колымы (вблизи впадения в нее р. Бохапчи) северо-западно ориентированные структуры «главного ствола» синклинория торцово, по серии разломов, сочленяются со структурами Балыгычанского района пологих дислокаций; тупо, под прямым углом, упираясь в него, синклинорий расщепляется на узкие быстро глoenixущие к югу ветви, давая главную виргацию в восточном направлении. Это ответвление синклинория сначала с юго-восточной, а затем субширотной ориентировкой протягивается вдоль Колымы далеко на восток в бассейн р. Балыгычан, где при приближении к Омсукчанской системе разломов вновь разделяется на две постепенно затухающие ветви (субмеридиональную и юго-восточную). Указанный субширотный отрезок Иньяли-Дебинского синклинория характеризуется рядом специфических черт строения и представляет собой зону его постепенного затухания и выклинивания.

Осадочные образования Иньяли-Дебинского синклинория охватывают стратиграфический интервал от нижнего триаса до верхней юры (келловей — кимеридж) включительно. Алевролитово-сланцевые породы нижнего и среднего отделов триасовой системы обнажены кое-где в окраинных частях синклинория, обычно слагая отдельные блоки в зонах краевых разломов. Более широко они развиты в пределах смежного Аян-Юряхского антиклинория, где обычно согласно или с признаками стратиграфического перерыва залегают на подстилающих пермских отложениях (Бычков, 1967). К северо-востоку от синклинория в районе складчато-блоковых поднятий известны многочисленные случаи размыва и углового несогласия в основании триасовых толщ, иногда с выпадением из разреза пород всего нижнетриасового отдела.

Сланцево-алевролитовый состав в общем характерен и для мощных (2 500—3 000 м) верхнетриасовых толщ, слагающих полностью юго-западный борт синклинория и местами развитых в его северо-восточной

окраине. В отличие от согласно подстилающих их ниже-среднетриасовых отложений эта часть разреза триаса заметно обогащается песчаниками. Песчаники слагают отдельные пачки или участвуют в тонком ритмичном переслаивании флишевого типа. В южной части синклинория в норийских отложениях отмечается присутствие значительного количества туфовых пород андезитового состава.

Юрские образования слагают осевую часть синклинория и его северо-восточную окраину.

Лейасовые отложения характеризуются невыдержанным в вертикальном направлении составом. В нижней половине разреза они существенно кремнисто-глинисто-сланцевые, иногда с примесью туфового материала (т. е. сходные с согласно подстилающими их норийскими образованиями). Мощность этого нижнего горизонта лейаса составляет 400—600 м, местами она сокращается до 80—150 м или горизонт вовсе выпадает из разреза (Попов, 1963). Верхнелейасовая песчано-алевролит-сланцевая часть разреза имеет мощность около 800 м и характеризуется постепенным переходом в аналогичную по составу, но с большим количеством кварц-полевошпатовых песчаников мощную среднеюрскую толщу (2 000—2 500 м). Последняя обладает и всеми чертами типичных флишевых образований (градиационной слоистостью, наличием косослоистых и конволютных текстур, иероглифов и фукоидов, горизонтов подводно-оползневых брекчий). В разрезах келловей и оксфорда (местами, начиная с бата) существенную роль играют песчаники. Нередко они еще включают горизонты ритмичного флишевого переслаивания, чаще же чередуются с мощными пачками песчано-глинистых и глинистых сланцев, обильно насыщенных растительным детритом. Существенно полимиктовый граувакковый и туфогенный состав песчаников, их разнородная структура, включение многочисленных линз и прослоев гравелитов и конгломератов свидетельствуют об отличии нового литологического комплекса от предыдущих. Мощность келловей-оксфордских отложений составляет более 2 000 м.

В пределах северо-восточной окраины синклинория и в мульдах наиболее глубоко прогнутых синклиналей его осевой части известны верхнекимеридж-волжские (вплоть до нижнемеловых) вулканогенно-терригенные толщи. Взаимоотношения их с подстилающими образованиями изредка согласны с постепенным переходом, чаще же отмечены разрывом и стратиграфическим или структурным несогласием. Аналогичный им грубообломочный, крайне изменчивый в фациальном отношении комплекс пород, включающий в нижней своей половине эффузивы кислого и среднего состава, а в верхней обычно угленосный, широко развит к востоку от синклинория, слагая наложенный Момо-Зырянский прогиб. Очевидно, что эти образования должны относиться к группе орогенных формаций.

Таким образом, в строении Иньяли-Дебинского синклинория участвуют три стратиграфо-литологических комплекса пород. Они отделены друг от друга локальными размывами и стратиграфическими несогласиями. Триасовый алевролит-глинисто-сланцевый комплекс обладает чертами аспидной формации, среднеюрский ритмичный глинисто-алевролит-песчаниковый отвечает флишевой формации, наконец, верхнеюрский (келловей-оксфордский) — песчаниковый — может быть отождествлен с нижнемолассовой (морской).

Указанные формационные типы отражают стадии развития Иньяли-Дебинского геосинклинального прогиба, основные особенности которого вкратце сводятся к следующему. Заложение Иньяли-Дебинского прогиба относится к раннетриасовому времени, когда в связи с частной инверсией в раннегеосинклинальных мезозойских прогибах появляются в эмбриональном виде Аян-Юрхское и Балыгычанское геодантиклинальные поднятия, а между ними и Колымским массивом обо-

собирается узкая сильно вытянутая отрицательная структура. Формирование прогиба происходило в три стадии. В первую, по времени отвечающую всему триасовому периоду, прогиб характеризуется малой контрастностью тектонических движений на фоне общего непрерывного его погружения. В начальный период прогиб имеет расплывчатые очертания. В норийское время локальное проявление вулканизма, по-видимому, указывает на оживление (или заложение) ограничивающих его краевых разломов и прогиб приобретает конфигурацию, близкую к современной. Вторая стадия развития прогиба охватывает поздний лейас и среднюю юру и отличается контрастностью движений с образованием как внутренних, так и внешних кордильер, разделенных узкими протяженными трогами. Заключительная стадия (бат — кимеридж) является весьма сложной.

Накапливающиеся в это время в прогибе сланцево-песчаниковые отложения нижнемолассовой (морской) или лучше «песчаниковой» формации отражают как продолжавшуюся внутреннюю дифференциацию и постепенное замыкание отдельных трогов, так и признаки начавшихся складкообразовательных движений, локализующихся в основном в пределах геоантиклинальных поднятий. Последняя стадия является переходной между собственно геосинклинальным и орогенным этапами.

Период складчатости был длительным (поздняя юра — ранний мел) и состоял из ряда относительно коротких эпизодов интенсивного складкообразования, сопровождавшихся формированием интрузивных образований. Чаще же складкообразование проявлялось в узких зонах непрерывной седиментации в унаследованных и наложенных прогибах и впадинах.

Анализ внутреннего строения Иньяли-Дебинского синклинория позволяет значительно уточнить строение его основных составных элементов.

На правобережье р. Неры и границы с Аян-Юряхским антиклинорием юго-западное крыло синклинория узкое (10—15 км), с крутым наклоном зеркала складчатости в сторону осевой части. Оно значительно расширяется (до 40 км) и выполаживается к северу от долины р. Индигирки по границе с Адыча-Эльгинским районом пологих дислокаций. Основные особенности внутреннего строения крыла следующие: сплошное развитие широких открытых часто брахиформных складок шириной 10—15 км и протяженностью до 100 км; дисгармоничный тип мелкоамплитудной складчатости; преимущественно западная вергентность складок и отчетливое увеличение степени их сжатости в восточном направлении; присутствие гранитоидных интрузий, образующих поперечные ряды, и продольных свит даек; широкое развитие пологопадающих разрывных нарушений и межформационных срывов.

Осевая часть синклинория отличается отчетливой линейностью складчатых структур первого порядка. При ширине 12—25 км наиболее крупные из них, как Амбардахская и Иньялинская синклинали и разделяющая их Силянско-Бурустахская антиклиналь, имеют протяженность в несколько сотен километров. Синклинали более широкие и плоские, антиклинали узкие и гребневидные. Для осложняющих их складок второго и более высоких порядков характерно частое эшелонированное расположение в плане и остроугольная сильно сжатая форма в разрезе. Морфология складок изменяется с глубиной. В триасовых отложениях они весьма разнообразны по форме, нередко гребневидны; выше, в среднеюрских толщах, угловатые и зигзагообразные (наиболее типичный стиль складчатости для осевой части синклинория); наконец, в верхнеюрских породах они приобретают черты сундучно-шелевидных. Складчатые структуры осевой части синклинория повсеместно нарушены системами преимущественно крутопадающих разрывных нарушений. Послед-

ние обычно контролируют многочисленные серии даек и линейные ряды интрузий.

Северо-восточная окраина Иньяли-Дебинского синклинория характеризуется складчато-блоковым строением с чередующимися сравнительно просто построенными участками и узкими линейными зонами изоклинально-чешуйчатого строения. К последним приурочены крупнейшие гранитоидные массивы Главного интрузивного пояса, субвулканические тела и пластовые интрузии, что подчеркивает их глубинную, приразломную природу. Почти горизонтальное или полого наклонное в северо-восточном направлении положение зеркала складчатости, преимущественно средне- и верхнеюрский возраст слагающих эту часть синклинория толщ, западная вергентность большинства складчатых структур — все это не позволяет рассматривать эту окраину в качестве нормального крыла синклинория.

Многочисленные разрывные нарушения в пределах синклинория по их ориентировке относительно складчатых структур можно объединить в три группы. Продольные разломы характеризуются северо-западным простиранием и чаще осложняют краевые части синклинория. На западном его фланге располагается Чай-Юрьинская и продолжавшая ее к северу Адычанская зоны разломов; на востоке окраину синклинория нарушает крупнейшая система разломов Дарпир. Преобладающий тип смещения по разломам этой группы взбросовый и надвиговый (с падением плоскостей сместителя на северо-восток); нередко он усложняется проявлением перемещений сдвигового характера.

Другая многочисленная группа разрывных нарушений имеет субширотное простирание и характеризуется преимущественно сдвиговой (левосторонней) амплитудой смещения. Эти разломы играли активную роль в процессе складкообразования. Сдвиговыми перемещениями по наиболее крупным из них (Ольчанскому и Порожнинскому) обусловлен сигмоидный изгиб синклинория в бассейне р. Индигирки.

Наконец, разломы субмеридионального простирания образуют в районе наиболее редкую сеть. Как и продольные, они активно проявились в период осадконакопления, разделяя блоки с различной скоростью погружения. На современном срезе они обычно представляются зонами повышенной проницаемости с неясным типом смещения (возможно, сбросо-сдвиги).

Свидетельством глубинности заложения всех трех групп разломов является частая приуроченность к наиболее крупным из них линейным рядам гранитоидных интрузий.

Из изложенного следует, что в морфологическом отношении современная структура Иньяли-Дебинского прогиба представляется значительно более сложной, чем синклинорий. Повсеместные разломные ограничения прогиба, наклон зеркала складчатости в его северо-восточной окраине в противоположную от осевой части сторону (обусловленный захватом этого борта нисходящими движениями во время формирования смежных орогенных прогибов и впадин), наконец, односторонняя (западная) вергентность большинства складчатых структур — все это свидетельствует, что более точным названием будет «односторонний грабен-синклинорий».

Ольдойский синклинорий располагается на западном фланге Монголо-Охотской складчатой системы к северу от Буреинского массива. Он протягивается в северо-восточном и субширотном направлении по левобережью верхнего течения р. Амура, примерно на 300 км от низовьев рр. Шилки и Аргуни до среднего течения р. Уркана. На западном и восточном флангах его ширина составляет 10—20 км, а в центральной части, в Ольдой — Б. Неверском междуречье, достигает 40 км. На севере синклинорий по Галгакано-Бургалийскому взбросу и Большеневерскому надвику граничит с Ильтивусским складчато-глыбовым поднятием,

сложенным палеозойским комплексом пород. Лишь в Ольдой — Б. Неверском междуречье граница между поднятием и синклинорием устанавливается по трансгрессивному залеганию среднеюрских пород на палеозое. От позднемезозойского Осежинского прогиба Ольдойский синклинорий отделен широкой зоной смятия, рассланцевания и катаклаза мезозойских и палеозойских пород, которая на западе протягивается приблизительно вдоль долины р. Амура до устья р. Б. Невер, а восточнее по междуречью М. Невер — Ульдугичи уходит в долину р. Керак. Эта зона является поверхностным выражением Амуро-Аргунского глубинного разлома (Портнягин, Москаленко, 1965). В крайней западной и восточной частях структуры Ольдойского синклинория срезаются крупными зонами поперечных разломов (соответственно Алгаканской и Тындинской), причем никаких признаков замыкания синклинория здесь нет.

В строении Ольдойского синклинория принимает участие мощная толща верхнетриасово-юрских существенно терригенных пород. Присутствие верхнетриасовых пород в синклинории предполагается по их локальному развитию севернее на Ильтывусском поднятии и существованию в самом синклинории проблематичных, возможно, триасовых толщ. Для этих отложений характерен песчаниково-сланцевый состав и значительные мощности (не менее 1 000 м). Нижнеюрские отложения (япанская свита мощностью более 2 000 м) представлены преимущественно алевролитами и глинистыми сланцами. В основании они содержат горизонт грубообломочных пород (80—400 м мощностью), а в средней части включают мощную пачку (500 м) однообразных туффитовых алевролитов и аргиллитов. Наиболее широко развитые в пределах синклинория среднеюрские породы разделены на ряд свит (дугинскую, поемнинскую, сковородинскую и ошурковскую) суммарной мощностью более 2 500 м. Они представлены в большей части разреза ритмично переслаиваемыми песчаниками и алевролитами (двухкомпонентный терригенный флиш), иногда с включением алевролитов-сланцевых пачек различной мощности. Лишь в основании дугинской свиты местами прослеживается размыв и структурное несогласие; остальные свиты связаны между собой постепенными переходами. Верхнеюрские (келловей-кимериджские) породы, слагающие осевую часть Ольдойского синклинория, объединены в усманковскую и ускалинскую свиты суммарной мощностью более 2 500 м и представлены разнозернистыми полимиктовыми, иногда вулканомиктовыми «узорчатыми», песчаниками; в основании отмечаются линзы и прослои гравелитов и конгломератов. Алевролиты распределены неравномерно, несколько преобладавая в верхней части разреза (ускалинская свита). Залегание усманковской свиты на подстилающих отложениях в северной части прогиба согласное; к югу можно предполагать появление в ее основании стратиграфических переывов, локальных размывов и даже иногда признаков структурного несогласия. Более молодые верхнеюрско-нижнемеловые толщи (осежинской, толбузинской и перемыкинской свит суммарной мощностью около 5 000 м) развиты в основном в пределах Осежинского наложенного прогиба. Они сложены преимущественно грубообломочными породами и согласно (?) залегают на отложениях ускалинской свиты. Для нижней части разреза (осежинская свита) характерна значительная известковистость пород и включение прослоев эффузивов, выше они угленосные (толбузинская свита) или существенно грубозернистые (валунно-галечные конгломераты перемыкинской свиты). Этот комплекс отложений уверенно отождествляется с угленосной молассовой формацией, накопление которой, по-видимому, отражает развитие интенсивных складкообразовательных процессов в Ольдойском прогибе.

Таким образом, достаточно определенные данные о существовании Ольдойского геосинклинального прогиба имеются, начиная с поздне-триасового времени. Заложение же его, по-видимому, следует относить

к верхнему палеозою, когда в результате частной инверсии появляется Ильтывусская геоантиклиналь, и между ней и Буреинским массивом образуется протяженный трог.

В развитии Ольдойского прогиба намечаются три стадии: ранняя — позднетриасовая-раннеюрская, средняя — среднеюрская и поздняя — келловей-оксфордская. В первую из них в прогибе накапливается однообразный алевролит-сланцевый комплекс отложений (аспидная формация), во вторую — формируются преимущественно флишевые образования, что свидетельствует о существенном увеличении контрастности тектонических движений в прогибе. Наконец, в позднюю стадию, соответствующую замыканию прогиба и постепенному прекращению в его пределах геосинклинальных условий, образуется нижнемолассовая (морская) или «песчаниковая» формация. Начало основных складкообразовательных движений датируется волжским веком, о чем свидетельствуют формирующиеся в это время молассовые отложения Осежинского орогенного прогиба. Период складчатости был весьма длительным и охватывал всю раннемеловую и, возможно, часть позднемеловой эпохи.

В структурно-морфологическом отношении на современном срезе Ольдойский прогиб представляет собой узкую, сильно вытянутую и асимметричную структуру грабен-синклинорного облика. Северный борт Ольдойского синклинория наиболее отчетливо выражен в Ольдой-Б. Неверском междуречье. Здесь вдоль южного края Ильтывусского поднятия в полосе шириной 10—15 км среднеюрские отложения последовательно омолаживаются к югу, залегая преимущественно моноклинально с преобладающим южным наклоном под углами 30—40°. Обычно моноклинальное залегание осложняется складками северо-восточного субширотного простирания шириной 2—3 км и протяженностью до 10—15 км. Складки, как правило, асимметричные с более крутым наклоном северных крыльев (под углами 40—55°) и пологими (20—30°) — южных. Мелкие складки шириной в первые сотни метров весьма разнообразны по форме (от коробчатых до опрокинутых остроугольных), всегда отчетливо асимметричные (до опрокинутых) и обычно сочетаются с разрывными нарушениями взбросового типа. В осевой части Ольдойского синклинория выделяются три крупные линейные сопряженные складки северо-восточного субширотного простирания протяженностью около 100 км и шириной 8—15 км. Это (с севера на юг) Неверская синклиналь, Ошурковская антиклиналь и Бургалийская синклиналь.

Первая из них сравнительно просто построена в западной половине и значительно усложняется к востоку, где с обеих сторон пересечена продольными разрывными нарушениями. Синклиналь отчетливо асимметрична, с крутым и узким северным крылом и более пологим и широким южным; повсеместно включает систему складок второго порядка (шириной 2—3—5 км и протяженностью 20—25 км), простирающихся в северо-восточном направлении (с. в. 50°), т. е. под острым углом к общему субширотному простиранию Неверской синклинали. Мелкие складки всегда асимметричные с крутыми (65—80°), иногда подвернутыми южными крыльями и более пологими северными.

Ошурковская антиклиналь представляет собой сложную правостороннюю эшелонированную складку, состоящую из нескольких более узких и коротких (длиной 20—25 км) складок, кулисообразно сменяющих друг друга по простиранию. Оси складок, ориентированные на северо-восток, располагаются под острым углом к субширотному простиранию всей Ошурковской антиклинали. Профиль складки гребневидный и асимметричный, с более широким южным крылом, с углами падения пород 20—30° и крутым (30—50°) северным. Складки более высоких порядков шириной в несколько сотен метров морфологически весьма разнообразны: узкие, обычно симметричные, с углами падения в крыльях 40—50° в северном крыле антиклинали, они достигают максимальной

напряженности в сводовой ее части, к югу заметно упрощаются, местами приобретая гребневидную форму (узкие антиклинали чередуются с плоскодонными синклиналями) и запрокидываясь в южном направлении.

Бургалийская синклиналь в междуречье Ольдой — Б. Невер осложнена складками второго порядка (шириной 5—7 км и длиной до 35 км), иногда с брахиформными очертаниями и простым открытым профилем; более мелкая и сложная складчатость характерна лишь для приразломных зон. К востоку строение Бургалийской синклинали более простое (преобладающие углы падения пород не превышают 15—30°) и на левобережье р. Б. Невер она постепенно замыкается. В западной половине (междуречье Уруша — Ольдой) Бургалийская синклиналь ограничена с севера и юга разломами и отчетливо асимметрична. Пологое и широкое северное крыло осложняется системой складок шириной 3—5 км. Они под острым углом причленяются к поперечному Омутнинско-Кудиканскому разлому, срезающему Бургалийскую синклиналь с запада, что указывает на сдвиговую природу этого нарушения.

Южное крыло Ольдойского синклинория лучше всего выражено в междуречье нижнего течения Кутоманды и Б. Невера. На остальной части территории оно срезано или пространственно совпадает с зоной Амура-Аргунского разлома. Строение крыла расшифровано плохо; по данным картирования, здесь выделяется ряд брахиформных кулисообразно расположенных складок шириной 4—7 км и длиной 10—25 км. Характерны частые ундуляции шарниров, что придает им в плане облик линейно вытянутых цепочек брахискладок. Дополнительные складки шириной в сотни метров характеризуются углами падения в 30—60° и особенно широко развиты в зонах очень многочисленных продольных разрывов.

Рассмотренные составные элементы Ольдойского синклинория отчетливо выделяются лишь в его центральной, наиболее широкой части. По мере приближения к флангам его структура приобретает все более блоковый характер. Как в западной (Амазарской) оконечности, так и в восточной (Урканской) ширина синклинория сокращается до 10—15 км, и он повсеместно ограничен и разбит разрывными нарушениями, группирующимися в две системы: продольную и поперечную. Складчатые структуры проявляют здесь полную зависимость от характера разрывных нарушений.

Наиболее важным продольным нарушением является Амура-Аргунский разлом, отделяющий Ольдойский синклинорий с его палеозойским основанием от Осежинского прогиба, основание которого, вероятно, имеет байкальский возраст. Морфологически разлом выражен широкой (6—15 км) зоной смятия с горст-антиклинальным поперечным профилем, в пределах которой наиболее древние мезозойские, а иногда и линзовидные блоки палеозойских пород интенсивно расланцованы, динамометаморфизованы и смяты в мелкие сложные складки. Насыщающие эту зону многочисленные разрывные нарушения являются надвигами или взбросами, поверхности которых наклонены на север соответственно под углами от 10—30° до 60—70°. Амплитуда смещения составляет обычно десятки или первые сотни метров, но иногда по наиболее крупным нарушениям достигает и нескольких километров (Амазарский надвиг). Повсеместно к зоне разлома приурочены многочисленные проявления интрузивного и эффузивного магматизма.

Таким образом, Амура-Аргунская зона смятия представляет собой поверхностное выражение глубинного разлома с длительной историей развития. Этот глубинный разлом не только ограничивал Ольдойский прогиб, но и обусловил как само заложение, так и специфику его развития (Портнягин, Москаленко, 1965). Последнее подтверждается резкой поперечной асимметрией прогиба, выраженной в отчетливом смещении

его осевой части к югу и в частичной или полной редукции его южного крыла.

К менее значительным разломам продольной группы относятся Галгакано-Бургалийский взброс, ограничивающий Амазарскую часть Ольдойского синклинория с севера. Он протягивается в субширотном направлении на расстояние более 100 км и имеет в плане форму плавной дуги, обращенной выпуклостью к северу. На местности разлом обычно прослеживается по зонам дробления и окварцевания пород. Плоскость его смещения имеет крутое падение к северу (под углом 70—80°). В восточной окраине Ольдойский синклинорий отделен от Ильтывусского поднятия Большеневерским надвигом, имеющим широтное простирание и длину около 100 км; поверхность разлома полого погружается к северу, а амплитуда смещения составляет не менее 1 км. Большеневерский и Галгакано-Бургалийский разломы соединяются между собой в единый крупный краевой разлом отрезком так называемого «Ольдойского сброса». Последний имеет северо-восточное простирание, иногда меняющееся на субмеридиональное, и морфологически выражен серией субпараллельных или разветвляющихся, обычно же тесно сближенных между собой в зонах шириной 300—1 000 м разрывных нарушений, плоскости которых падают на юг под углами 60—80°. По характеру смещений разлом считается сбросом, однако не исключено, что он представляет собой крутой поддвиг, лежащее крыло которого испытывало горизонтальное перемещение в южном направлении.

Поперечную группу составляют разломы северо-западного простирания. Они характеризуются крутыми падениями, значительной протяженностью и прямолинейностью в плане и сбросо-сдвиговым типом смещения. Наиболее значительными из них являются Алгаканский и Нижнешилкинский, ограничивающие синклинорий с запада, и Тындинский, срезающий структуры синклинория с востока. В центральной части синклинорий осложнен Омутнинско-Кудиканским, Бургали-Ольдойским, Неверо-Сковородинским и другими разломами. Они секут и смещают все толщи от мезозойских до протерозойских, а иногда и глубинные продольные разломы (Монголо-Охотский и Амуро-Аргунский) и относятся, таким образом, к категории сквозных параллельных секущих (правых) сдвигов глубокого заложения. По времени образования они являются, возможно, древними; однако последнее подновление их произошло в позднемеловое время в период активизации региона и развития в его пределах сводовых поднятий.

Приведенная краткая характеристика Иньяли-Дебинского и Ольдойского прогибов позволяет наметить общие черты их строения и развития.

1) Оба прогиба обособились и оформились в границах, близких к современным, во вторую половину собственно геосинклинального этапа развития мезозид; их пространственное положение определяется наличием, с одной стороны, крупных срединных массивов допалеозойской консолидации, а с другой — протяженных раннемезозойских геодантиклинальных поднятий.

2) Суммарные мощности триасово-юрских существенно терригенных отложений, слагающих прогибы, определяются величинами 8—10 км, что позволяет считать средние скорости осадконакопления (более 0,1 мм/год) в них типичными для геосинклинальных условий развития.

3) Фации и особенно мощности отложений относительно выдержаны по простиранию прогибов и изменчивы вкрест него. Постепенное сокращение мощностей и погрубение отложений происходит по мере приближения к соседним геодантиклинальным поднятиям; в сторону массивов те же изменения происходят резко, скачкообразно в сравнительно узких линейных зонах (разломах). В целом же это придает прогибам отчетливую асимметрию: их осевые части с максимальным по мощности наи-

более тонкозернистым осадконакоплением резко смещены в сторону массивов.

4) Полные (законченные) формационные ряды отложений, развитые в прогибах, близки к классическим (миогеосинклинальным) и включают формации, сходные с аспидной, флишевой и нижнемолассовой (морской), тем самым свидетельствуя о трехстадийности развития прогибов и определенной их самостоятельности в мезозойском геосинклинальном цикле (поздние мезозойды).

5) Процесс складчатости в прогибах был длительным и прерывистым. Первое узко локальное проявление складкообразовательных движений преимущественно в краевых частях прогибов и на соседних поднятиях происходило в конце среднеюрской и начале позднеюрской эпох на фоне продолжавшегося в осевых частях интенсивного осадконакопления. С кимериджского века складчатые процессы в прогибах приобретают значительно более широкое развитие и сопровождаются одновременным формированием интрузивных (дайки, синорогенные граниты) и эффузивных комплексов. Интенсивность складчатых движений, по-видимому, достигает максимального значения на границе юрского и мелового периодов.

6) В современном плане прогибы представляют собой сложно построенные резко асимметричные «односторонние» грабен-синклинорные структуры. Узкие, нередко редуцированные или осложненные системой крупных разрывных нарушений крылья обращены к массивам.

7) Внутреннее строение синклинориев определяется наличием в осевых частях крупных протяженных линейных складок первого порядка (с гребневидным обликом антиклиналей) и повсеместным (сплошным) развитием в их пределах разнообразных складок более высоких порядков. Их наиболее характерными чертами являются: частое эшелонированное расположение в плане; узкий сжатый остроугольный облик в профиле и асимметрия с преобладающим опрокидыванием осевых поверхностей в одном направлении (односторонняя вергентность).

8) Разрывные нарушения в пределах синклинориев составляют две основные группы: продольные разломы с преимущественным взбросовым и надвиговым типами смещения и поперечные обычно сбросо-сдвигового характера. Наиболее крупные глубинные разломы (продольной группы) располагаются на границе синклинория с орогенными прогибами и относятся к категории краевых структурных швов длительного развития. Существованием последних обусловлено, по существу, как заложение, так и главные особенности строения и развития синклинориев.

9) Сходное структурное положение имеют оба синклинория и в соответствующих складчатых системах; их однотипное развитие и идентичное строение дополняются, кроме того, близким строением их палеозойского складчатого основания (преимущественно терригенно-карбонатные формации и складчато-глыбовый тип дислокаций).

Перечисленные выше общие признаки, очевидно, не могут быть просто случайным совпадением, а отражают общее сходство в развитии Яно-Колымской и Монголо-Охотской мезозойских складчатых систем. Главные особенности охарактеризованных структур могут, по-видимому, считаться тектоно-типическими для большинства синклинальных прогибов этих и других подобных им складчатых систем.

Е. Б. БЕЛЬТЕНЕВ, М. Б. ЗОЛОТОВ, В. В. ОНИХИМОВСКИЙ,
И. А. ПЛОТНИКОВ, И. И. ШАПОЧКА

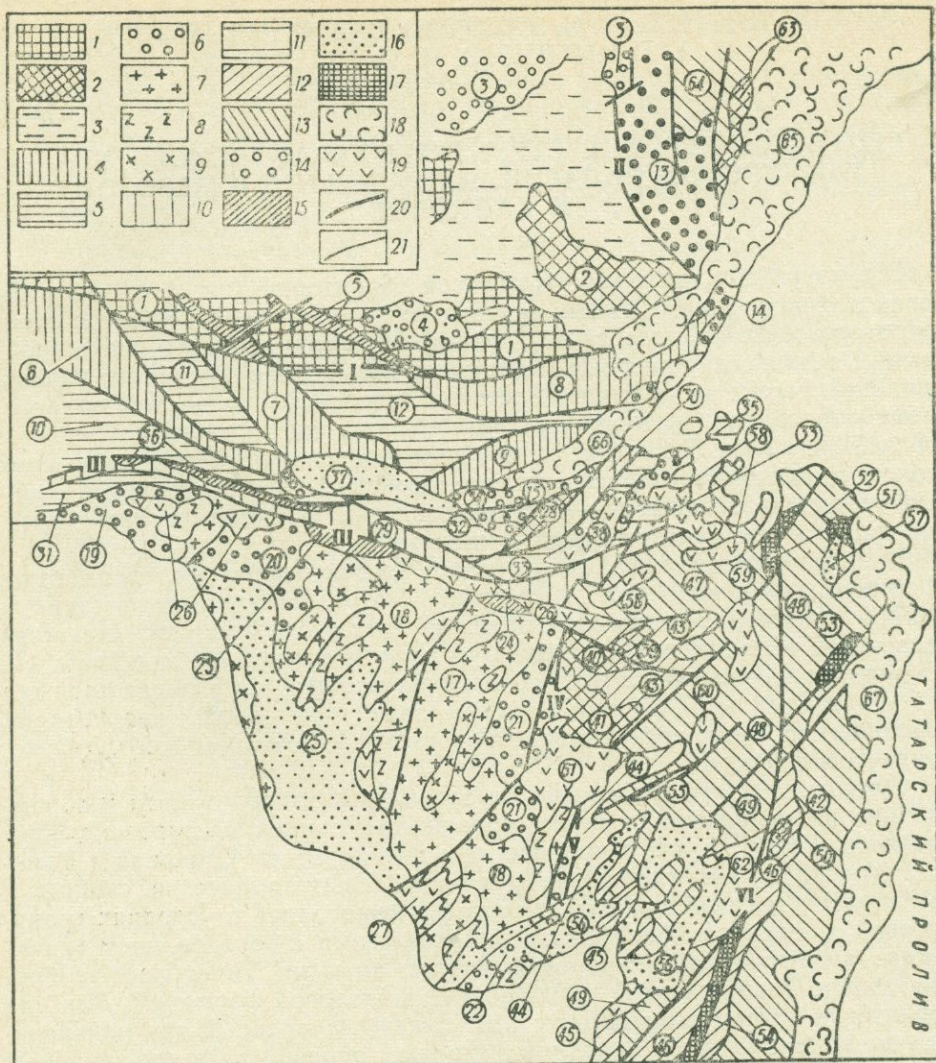
ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ХАБАРОВСКОГО КРАЯ И АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ, ИХ РАЗВИТИЕ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Структурный план рассматриваемой территории (см. рис.) сформирован в течение 3 мегациклов: архейского, раннепротерозойского и среднепротерозойско-кайнозойского, разделенных грандиозными перестройками. В течение двух первых мегациклов был создан фундамент Сибирской платформы и частично Восточно-Азиатской складчатой области, время образования которой приходится на среднепротерозойско-кайнозойской мегацикл. В течение него выделяются четыре геотектонических этапа: среднепротерозойско-раннепалеозойский, ранне-среднепалеозойский, позднепалеозойский — раннемезозойский (нижний карбон — средний триас) и среднемезозойский — кайнозойский.

К началу мезозойско-кайнозойского геотектонического этапа были сформированы Сибирская платформа, Амуро-Охотская складчатая и Сихотэ-Алинская геосинклинально-складчатая ветви Восточно-Азиатской подвижной области, разделенные Буреинским срединным массивом. На северо-востоке региона, вдоль сочленения платформы с подвижной областью оформилась Юдомо-Майская зона переходной складчатости, возникшая на месте перикратонных прогибов: Юдомо-Майского, Аянско-го и Шевлинского.

Фундамент платформы включал архейды Алданского щита и обрамляющие их складчато-глыбовые сооружения ранних протерозоид зоны Становика-Джугджура, сопряженные с археидами по Становой и Улкано-Учурской зонам глубинных разломов. Кристаллические сланцы и гнейсы этих древнейших сооружений формировались в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма с образованием гранитоидов анатектического происхождения и интрузий гипербазит-габбровой, габбро-анортозитовой и габбро-амфиболитовой формаций. Для них характерен повсеместно выраженный линейно-купольный тип пликативных дислокаций, ориентированных главным образом в северо-западном направлении в архейских структурах и в субширотном — в раннепротерозойских. Среди последних различались горст-антиклинории (Курультинский и др.) и грабен-синклинории (Купуриинский и др.), сложенные соответственно архейскими и нижнепротерозойскими породами и превращенные в связи с мезозойской активизацией в глыбовые поднятия и погружения зоны Становика-Джугджура, обособившейся от платформы в качестве самостоятельной глыбовой структуры. С докембрийскими базитами и гипербазитами, развитыми в глыбовых поднятиях, связаны месторождения черных и цветных металлов, а с гранитоидами — редких и рассеянных элементов. Гнейсы межглыбовых погружений содержат пачки высокоглиноземистых пород, графитистых мраморов и железистых кварцитов. К ним же тяготеют слюдоносные пегматиты.

Осадочный чехол платформы представлен слабо дислоцированными преимущественно терригенно-карбонатными, местами нефтеносными и подчиненными им вулканогенно-терригенными породами средне-верхнепротерозойского и кембрийского возраста, несогласные взаимоотношения между которыми фиксируются интрузиями среднепротерозойских щелочных гранитов и позднепротерозойских ультраосновных щелочных пород. С первыми ассоциируют проявления редких металлов и земель, со вторыми — черных, благородных и редких металлов. Кристаллический фундамент полого погружался к северу и востоку, выступая на поверхность



Карта структурного районирования Хабаровского края и Амурской области
 I — Типы структур (на схеме-врезке главнейших структур): 1 — Сибирская платформа; 2 — глыбовая зона Становика-Джугджура; 3 — Восточно-Азиатская складчатая область и ее элементы: БМ — Бурейнский срединный массив, АО — Амуро-Охотская складчато-глыбовая ветвь, СА — Сихотэ-Алинская складчатая ветвь, ВК — Верхояно-Колымская складчатая ветвь; 4 — Восточно-Азиатский вулканический пояс; 5 — границы между главнейшими структурами и элементами Восточно-Азиатской складчатой области.

На основной карте: 1 — щит, 2 — выступы фундамента, 3 — платформенный чехол, 4 — глыбовые поднятия, 5 — погружения, 6 — перикратонные прогибы, 7 — гранитная основа массива. Крупнейшие ксенолиты: 8 — фундамента, 9 — кровли, 10 — горст-антиклинории, 11 — грабен-синклинории, 12 — антиклинории, 13 — синклинории, 14 — наложенные прогибы, 15 — приразломные прогибы, 16 — впадины, 17 — приразломные поднятия, 18 — ветви вулканического пояса, 19 — вулканические зоны, 20 — разломы, 21 — границы структур.

II. Название структур (цифры в кружках). Сибирская платформа. Щиты: 1 — Аладский; выступы фундамента: 2 — Маймаканский. Наложённые прогибы: 3 — Алданский, 4 — Токинский. Приразломные прогибы: 5 — Гонамские. Глыбовая зона Становика-Джугджура. Глыбовые поднятия: 6 — Курульгинское, 7 — Брантинское, 8 — Джугджурское, 9 — Чогарское. Глыбовые погружения: 10 — Янканское, 11 — Иликанское, 12 — Купуринское. Восточно-Азиатская складчатая область. Перикратонные прогибы: 13 — Юдомо-Майский, 14 — Аянский, 15 — Шевлинский. Бурейнский массив. Блоки гранитного основания: 16 — Октябрьский, 17 — Туранский, 18 — Мало-Хинганский. Наложённые прогибы: 19 — Амуро-Охотский, 20 — Сихотэ-Алинский, 21 — Верхояно-Колымский. Вулканический пояс: 22 — Восточно-Азиатский, 23 — Сихотэ-Алинский, 24 — Камчатский, 25 — Курильский, 26 — Филиппинский, 27 — Японский, 28 — Корейский, 29 — Тайваньский, 30 — Индонезийский, 31 — Австралийский, 32 — Новозеландский, 33 — Тасманский, 34 — Южно-Американский, 35 — Андский, 36 — Андийский, 37 — Андийско-Кавказский, 38 — Кавказский, 39 — Альпийский, 40 — Альпийско-Апеннинский, 41 — Апеннинский, 42 — Апеннинско-Итальянский, 43 — Итальянский, 44 — Итальянско-Адриатический, 45 — Адриатический, 46 — Адриатическо-Ионийский, 47 — Ионийский, 48 — Ионийско-Средиземноморский, 49 — Средиземноморский, 50 — Средиземноморско-Атлантический, 51 — Атлантический, 52 — Атлантическо-Иберийский, 53 — Иберийский, 54 — Иберийско-Балеарский, 55 — Балеарский, 56 — Балеарско-Иберийский, 57 — Иберийско-Африканский, 58 — Африканский, 59 — Африканско-Аравийский, 60 — Аравийский, 61 — Аравийско-Индийский, 62 — Индийский, 63 — Индийско-Австралийский, 64 — Австралийский, 65 — Австралийско-Тасманский, 66 — Тасманский, 67 — Тасманско-Новозеландский, 68 — Новозеландский, 69 — Новозеландско-Южно-Американский, 70 — Южно-Американский, 71 — Южно-Американско-Антарктический, 72 — Антарктический, 73 — Антарктическо-Южно-Американский.

в Маймаканском поднятии и глубоко погружаясь в зоне переходной складчатости, в строении которой участвуют породы, синхронные и аналогичные по составу платформенному чехлу.

Зона переходной складчатости, граничащая с платформой по крупным разрывам надвигового типа, характеризовалась в отличие от платформенного чехла значительным увеличением мощности досреднепалеозойских образований и внедрением послонных тел диабазов, наращиванием разреза средним палеозоем, а также сложными разрывными и простыми приразломными складчатыми дислокациями. Зона характеризуется полиметаллической металлогенической специализацией.

На мезозойско-кайнозойском этапе в связи с активизацией платформы и зоны переходной складчатости их структуры были осложнены Алданским, Токинским наложенными и Гонамскими приразломными прогибами, блоковыми и валообразными поднятиями, Охотской и Удской ветвями Восточно-Азиатского вулканического пояса. Прогибы заполнены юрскими и нижнемеловыми континентальными угленосными отложениями, а вулканические сооружения представлены вулканитами среднего и кислого состава и комагматичными им интрузиями гранитоидов, с которыми ассоциируют месторождения полиметаллических руд, молибдена, золота и бора. Пласты деформированы в пологие брахиморфные и сундучные складки, усложненные вдоль разломов. Интрузивные породы наиболее широко проявлены в зоне Становика-Джугджура и слабо в юго-восточной части платформы, где они характеризуются повышенной щелочностью.

Южной границей платформы является серия крупных разрывов, образовавших региональную зону Монголо-Охотских разломов, предопределивших положение Амуро-Охотской складчатой ветви, преобразованной на мезозойско-кайнозойском этапе в складчато-глыбовую ветвь: ее антиклинории и синклинории превращены в горст-антиклинории и грабен-синклинории и осложнены мезозойскими наложенными (Торомский и Зейско-Удский) и приразломными (Ундытканские) прогибами, Селитканской вулкано-плутонической зоной и Верхне-Зейской впадиной. Наложённые и приразломные прогибы заполнены верхнетриасово-меловыми морскими, континентальными угленосными терригенными и вулканогенными образованиями (Верхне-Зейская впадина) — верхнемеловыми — кайнозойскими континентальными терригенными отложениями, а вулканоплутонические сооружения построены меловыми вулканитами среднего, реже кислого состава и комагматичными им интрузиями гранитоидов.

женные прогибы: 19 — Верхне-Амурский, 20 — Ущумунский, 21 — Буреинский, 22 — Урмийский. Приразломные прогибы: 23 — Калахтинский, 24 — Огоджинский. Впадины: 25 — Амуро-Зейская. Вулканические зоны: 26 — Умлекано-Огоджинская, 27 — Хингано-Олонойская. Амуро-Охотская складчато-глыбовая ветвь. Выступы фундамента: 28 — Баладекский. Горст-антиклинории: 29 — Тукурингрский, 30 — Джагдинский. Грабен-синклинории: 31 — Омутинский, 32 — Ланский, 33 — Тугурский. Наложённые прогибы: 34 — Зейско-Удский, 35 — Торомский. Приразломные прогибы: 36 — Ундытканские. Впадины: 37 — Верхне-Зейская. Вулканические зоны: 38 — Селитканская. Сихотэ-Алинская складчатая ветвь. Выступы фундамента: 39 — Кербинский, 40 — Софийский, 41 — Сулукский, 42 — Анюйский. Антиклинории: 43 — Ниланский, 44 — Баджальский, 45 — Хабаровский, 46 — Центрально-Сихотэ-Алинский. Синклинории: 47 — Амгунский, 48 — Горинский, 49 — Западно-Сихотэ-Алинский, 50 — Восточно-Сихотэ-Алинский. Приразломные поднятия: 51 — Сомнинское, 52 — Орельское, 53 — Киселевское, 54 — Хорское. Приразломные прогибы: 55 — Курский. Впадины: 56 — Средне-Амурская, 57 — Нижне-Амурские. Вулканические зоны: 58 — Ульбанская, 59 — Эвурская, 60 — Комсомольская, 61 — Баджальская, 62 — Западно-Сихотэ-Алинская. Верхояно-Колымская складчатая ветвь. Выступы фундамента: 63 — Билякчанский. Синклинории: 64 — Аллах-Юньский. Восточно-Азиатский вулканический пояс. Его ветви: 65 — Охотская, 66 — Удская, 67 — Приморская. Основные разломы: I — Становой, II — Нельканский, III — Южно-Тукурингрский, IV — Тастахский, V — Куканский, VI — Центрально-Сихотэ-Алинский

С магматическими породами связаны проявления редких и цветных металлов.

В строении домезокайнозойских структур участвуют образования раннепротерозойского, раннепалеозойского, ранне-среднепалеозойского и позднепалеозойского — раннемезозойского структурных комплексов, слагающих соответственно Баладекский выступ, Джагдинский и Тукурингрский антиклинории, Омутнинский, Тугурский и Ланский синклинории, составляющие их верхнепротерозойские и палеозойские карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения, метаморфизованные частично в условиях зеленосланцевой фации, собраны в сложные линейные складки субширотного, северо-западного и северо-восточного простирания. Интрузивные породы пользовались ограниченным распространением. Они представлены гипербазит-габбровой и габбро-плагиогранитовой формациями раннего, среднего и позднего палеозоя.

С кембрийскими и девонскими отложениями связаны пластовые залежи железных, марганцевых и фосфатных руд, с интрузивными породами — проявления черных и цветных металлов.

Специфической структурой представлялся Буреинский срединный массив, граничащий с севера с Амуро-Охотской складчатой, а с востока с Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой ветвями по зонам краевых разломов (Южно-Тукурингрской, Тастахской и Куканской), которые контролируются почти на всем протяжении узкими палеозойскими интрузивами и полями даек габбро-плагиогранитовой формации. В связи с мезозойской активизацией здесь развивались приразломные впадины и вулканоплутонические сооружения. Докембрийские и палеозойские породы массива были переработаны крупными массами палеозойскими и частично раннемезозойскими гранитоидов, и, по существу, выходы вмещающих интрузивы пород представляют собой разобщенные ксенолиты различного возраста и величины. Простирание сложных и простых складчатых структур внутри ксенолитов согласуется с внешними контурами срединного массива. С породами нижнепротерозойского структурного комплекса связаны проявления графита и андалузита, а с породами среднепротерозойско-нижнепалеозойского связаны черные металлы, доломиты, магнезиты и брусит, с гранитоидами Буреинского массива связаны месторождения цветных, редких и благородных металлов.

Как единая жесткая срединная масса в современных контурах Буреинский массив оформился в позднем палеозое — раннем мезозое, хотя стабилизация отдельных блоков его, ограниченных разломами, приходится на ранний палеозой (Мало-Хинганский), средний — поздний палеозой (Октябрьский), поздний палеозой — ранний мезозой (Туранский). Интересно отметить, что во время мезозойско-кайнозойской активизации блоки развивались по-разному: то погружались, перекрываясь осадками (Октябрьский, Туранский), то поднимались, интенсивно разламываясь, становясь ареной магматических процессов во всем блоке (Мало-Хинганский) или лишь по периферии, вдоль ограничивающих их разломов (Туранский, Октябрьский). В последнем случае формировались громаднейшие кольцевые структуры — «вулканические кольца». К структурам, возникшим в связи с активизацией (взламывание и погружение отдельных блоков) относятся наложенные (Буреинский, Верхне-Амурский, Ушумунский) и приразломные (Калахтинский и Огоджинский) прогибы, а также вулканоплутонические зоны (Умлекано-Огоджинская и Хингано-Олонойская) и Амуро-Зейская впадина. Прогибы заполнены допозднеюрскими морскими, позднеюрскими паралическими и более молодыми континентальными угленосными терригенными отложениями с признаками нефтеносности. Паралические и континентальные отложения и местами вулканы заполняют Амуро-Зейскую впадину. Вулканоплутонические сооружения слагаются ранне-поздне меловыми магматическими породами, с которыми ассоциируют месторождения бла-

городных, цветных и редких металлов. Пласты дислоцированы в простые линейные, гребневидные и сундучные складки в прогибах, в брахиформные — во впадинах и вулканоплутонических сооружениях, верхние части разрезов которых залегают горизонтально или первично наклонно.

В составе Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой ветви выделяются выступы фундамента (Кербинский и др.), сложенные досреднепалеозойскими метаморфическими и метаморфизованными породами эвгеосинклинального профиля, краевые поднятия (Ниланское, Баджальское и др.), преобразованные в мезозое в антиклинории, и остаточные геосинклинальные прогибы, расположенные к востоку и северо-востоку от них. В поднятиях выступают вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи палеозойско-нижнемезозойского возраста, собранные в орогенные линейные и брахиформные складки северо-восточного простирания с отклонением в Ниланском поднятии до северо-западных и субширотных. С этими образованиями ассоциируют проявления черных металлов. Интрузивные породы пользовались ограниченным распространением. Они представлены позднепалеозойскими гранитоидами и габброидами.

В связи с мезокайнозойскими тектоно-магматическими процессами сформированы синклинии (Амгунский, Горинский, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинские), возникшие на месте геосинклинальных прогибов; возникли приразломные поднятия (Сомнинское, Орельское, Киселевское и Хорское) и прогибы (Курский), Приморская ветвь Восточно-Азиатского вулканического пояса, вулканические зоны (Ульбанская, Эвурская, Комсомольская, Баджальская и Западно-Сихотэ-Алинская) и наложенные впадины (Средне-Амурская и Нижне-Амурская).

В строении доваланжинской части синклинириев участвуют вулканогенно-кремнистые и терригенные толщи. Они дислоцированы в сложные складки преимущественно северо-восточного простирания, а в Амгунском синклинии — до северо-западного и субширотного. В вулканогенно-кремнистых породах устанавливаются рудопоявления черных металлов. Терригенные и флишвидные толщи средне-позднемезозойских структурных комплексов синклинириев дислоцированы различно и в том же плане, по складчатости в послеваланжинских отложениях более простая. Глубинные разломы, разделяя структурно-формационные зоны, контролировали местоположение приразломных прогибов и поднятий, внедрение мезозойских интрузивов и особенно вулканоплутонические сооружения. Последние, являясь наиболее продуктивными, определяют золото-редкометалльный профиль металлогении Сихотэ-Алинской ветви. Мезокайнозойские и кайнозойские впадины заполнены слабо диагенезированными и рыхлыми осадочными и туфогенно-осадочными угленосными отложениями с признаками нефтегазоносности.

Существует мнение (Красный, 1960), что Амуро-Охотская и Сихотэ-Алинская ветви представляют собой складчатые сооружения, возникшие на месте различных геосинклиналей. Однако в связи с выявлением в хр. Джагды геосинклинального верхнего палеозоя, а в Сихотэ-Алинской ветви среднего палеозоя становится очевидным, что эти ветви возникли на месте единой Восточно-Азиатской геосинклинальной области, консолидация которой на севере и западе (Амуру-Охотская ветвь) закончилась в раннем мезозое, в то время как на востоке (Сихотэ-Алинская ветвь) полициклическое развитие геосинклиналей продолжалось до позднего мезозоя включительно.

В результате анализа структурных комплексов мезозойско-кайнозойского геотектонического этапа последовательность его событий представляется в следующем виде.

Нисходящие движения начала геотектонического этапа вызвали в позднем триасе обширную трансгрессию моря. С активизацией разломов связано развитие эвгеосинклинальных внутренних и миогеосинклинальных внешних прогибов Сихотэ-Алинской ветви и наложенных тер-

ригенных молассоидных прогибов Амуро-Охотской ветви. Последние частично распространились на сопряженные с этими ветвями участки Буреинского срединного массива и Сибирской платформы, на которой заложилась также внутрикратонные континентальные прогибы.

Незначительные подвижки в ранней юре обусловили перерыв в осадконакоплении и частичный размыв отложений в наложенных и миогеосинклинальных прогибах. Активизация разломов в зоне сочленения архейского и раннепротерозойского структурных комплексов привела к формированию континентальных наложенных угленосных прогибов.

В ранней и средней юре продолжалось унаследованное формирование отрицательных структур. В заполняющих их осадках появляются элементы флиша, свидетельствующие о знакопеременных движениях этого времени. Наиболее интенсивно восходящие движения проявились в расположенных на западе наложенных прогибах, обусловив их частную инверсию в предпозднеюрское время, синхронно которой формировались интрузии габбро-гранитовой формации.

В позднеюрскую эпоху частная инверсия распространилась и в Сихотэ-Алинскую ветвь, прогибы которой, смещаясь к востоку, заполнялись образованиями эвгеосинклинальной формации по фронту перемещения и миогеосинклинальными флишоидными, частью параличскими в их тыловых частях. К западу и северо-западу от ветви формировались пред- и межгорные впадины. Они развивались унаследованно в наложенных прогибах и вновь образовывались на Буреинском массиве и Сибирской платформе, вдоль границы ее с Амуро-Охотской ветвью. Унаследованные впадины заполнялись паралической, а наложенные угленосной континентальной молассой и вулканитами андезитовой и реже андезито-липаритовой формации. Последние слагают основания вулканических сооружений зоны Становика-Джугджура, Буреинского массива и Удской ветви вулканического пояса. К этому времени, по-видимому, относятся комагматичные вулканитам интрузии диорит-гранодиоритовой и щелочно-гранитоидной формации, развитые на платформе и в перечисленных структурах.

Завершение развития раннегеосинклинальных прогибов Сихотэ-Алинской ветви приходится на валанжинский век. Прогибание компенсировалось накоплением терригенных флишоидных (местами с кремнями и вулканитами) толщ по фронту перемещения и параличских в их тыловых частях. Регрессивный характер разреза этих толщ свидетельствует о преобладающей роли восходящих движений. Колебательные движения в Сихотэ-Алинской ветви находят отражение в циклическом строении континентальных угленосных свит в наложенных приразломных прогибах и впадинах.

Процессы частной инверсии достигли кульминации в раннеготеривское время. Кратковременные, но интенсивные движения этого времени вызвали регрессию моря и интенсивную линейную складчатость триасово-валанжинских отложений в геосинклинальных прогибах, приразломную и брахиморфную — в наложенных и приразломных прогибах и внедрение интрузий гипербазит-габбро-гранитового ряда формаций (по Э. П. Изоху). Они явились переломным моментом в меловой истории развития региона, ибо после них морское и континентальное осадконакопление происходило на фоне интенсивной субаэральной и аэральной магматической деятельности, вызванной оживлением ранее заложенных и вновь образованных разломов. В процессе частной инверсии закрылись наложенные и приразломные прогибы на западе и севере региона.

С позднего готерива Сихотэ-Алинская ветвь вступает в позднегеосинклинальную стадию развития. До раннего сенона включительно на востоке ее существовали, частью унаследованно, прогибы, которые заполнялись вначале флишоидными, а затем молассоидными терригенными

осадками, перемежаемыми вулканитами андезитовой формации, количество которых возрастает вверх по разрезу. Местные размывы и несогласия в разрезе этих толщ свидетельствуют о дифференцированном развитии остаточных прогибов; частные структурные перестройки фиксируются интрузиями высокоглиноземистых гранитов и диорит-гранодиоритовой формации. Замыкание прогибов закончилось в середине сенонского века и происходило неодновременно (турон — кампан). Это обусловило «скользящий» возраст синорогенных интрузий этого времени.

Структуры Восточно-Азиатской геосинклинали, расположенные за паднее остаточных прогибов, пережили орогенную стадию развития. В них была проявлена постумная складчатость с блоковыми перемещениями, массовым проявлением вулканоплутонических формаций и накоплением верхней континентальной молассы во впадинах, наложенных и приразломных прогибах. Этими процессами были охвачены также периферические участки срединного массива и зона Становика-Джугджура.

Вулканоплутонические сооружения формировались в два этапа: в первый — раннемеловой — извергались вулканиты липарито-андезитовой формации и внедрялись многофазные интрузии диорит-гранодиоритовой формации; во второй — ранне-позднемеловой — состав магматических продуктов был более кислым: андезито-липаритовая и гранодиорит-гранитовая формации. Иногда этот порядок нарушался и формационная принадлежность вулканитов определялась мощностью участков коры: кислые магматические продукты формировались на участках с повышенной мощностью.

В конце сенона — датском веке регион испытывает дифференцированные поднятия, продолжавшиеся вплоть до неогена. Континентальное осадконакопление происходило в обширных и локальных впадинах. В них накапливались лимнические угленосные и предгорные молассы. В тектоно-магматической деятельности этого времени намечается три кульминации, которым соответствуют интрузивно-эффузивные серии: 1) сенон-датская, 2) даний-палеоценовая и 3) эоцен-олигоценовая. Вулканиты порфириковой надформации этих серий слагают вулканические зоны подвижной области и ветви Восточно-Азиатского вулканического пояса.

Сенон-датские движения сопровождались извержениями вулканитов липарито-андезитовой и андезито-липаритовой формаций и комагматичными им диорит-гранодиоритовыми и гранодиорит-гранитовыми интрузиями. Вулканические продукты этого времени геологически тесно связаны с вулканогенной молассой позднегеосинклиналичных прогибов.

В позднедатское и палеогеновое время формировались дацито-андезитовая и трахидацитовая формации. Комагматичные гранодиорит-гранитовые интрузии размещались в Сихотэ-Алинской складчатой ветви.

Эоцен-олигоценовыми интрузивно-эффузивными комплексами закончился мезозойско-кайнозойский геотектонический этап в Сихотэ-Алинской складчатой ветви и связанные с ним процессы сателлитовой активизации в сопряженных структурах. Блоковые дислокации этого времени, проявленные почти повсеместно, сопровождались магматической деятельностью лишь на самом востоке региона.

В условиях молодой платформы в неогене и антропогене на обширных площадях Приамурья накапливались покровные континентальные отложения, а по расколам фундамента изливались колоссальные массы базальтоидов, большей частью приуроченных к периферии обширных депрессий.

Выводы. 1. Формационный анализ разрезов Приамурья свидетельствует о том, что в каждом геотектоническом цикле Восточно-Азиатской

складчатой области существовали мио- и эвгеосинклинальные зоны. Они существовали и в раннепротерозойском мегацикле. В эвгеосинклинальных условиях развивалась зона Становика-Джугджура, в миогеосинклинальных условиях — зона Буреинского массива. Миогеосинклинальные зоны Восточно-Азиатской подвижной области располагались во внешней ее зоне, а эвгеосинклинальные — во внутренней. Их разделяли периодически возникающие внутренние поднятия — геоантиклинали.

2. В мезозойско-кайнозойском геотектоническом цикле геосинклинальные условия развития имели место лишь в Сихотэ-Алинской подвижной ветви. Ранее сформированные структуры претерпели в этом цикле существенную переработку в связи с их тектоно-магматической активизацией.

3. Мезозойско-кайнозойский геотектонический цикл в Сихотэ-Алинской ветви объединяет все этапы развития геосинклинали, превращение ее в складчатый пояс, вплоть до становления молодой платформы, в результате которых сформировались среднемезозойский, позднемезозойский, позднемезозойско-кайнозойский и кайнозойский структурные комплексы. Синхронизация тектоно-магматических процессов вне пределов геосинклинали отражается наличием структурных комплексов того же возраста на Сибирской платформе, в глыбовой зоне Становика-Джугджура и в геоструктурных элементах Восточно-Азиатской складчатой области домезозойской консолидации. Это дает основание утверждать, что в Приамурье имеет место лишь сателлитовая активизация.

4. С начальным и ранним этапами развития геосинклинали (поздний триас — поздняя юра) связано формирование мио- и эвгеосинклинальных прогибов, частично превращенных в конце этого этапа в краевые поднятия. В зонах тектоно-магматической активизации в это время развивались наложенные и приразломные прогибы (Восточно-Азиатского типа), а также вулcano-плутонические сооружения вулканического пояса.

5. Средний этап (валанжин — ранний сенон) характеризуется развитием флишбидных прогибов геосинклинали, частичным их превращением в связи с раннеготеривским орогенезом в обращенные сложно складчатые синклинории, внедрением гранитных батолитов, заложением позднегеосинклинальных прогибов и частичным их сокращением за счет роста внутренних поднятий. На месте наложенных и приразломных прогибов в это время возникли необращенные грабен- и брахисинклинории с просто построенной складчатой структурой, а зоны глубинных разломов являлись ареной интенсивной вулcano-плутонической деятельности как в пределах вулканического пояса, так и вне него.

6. Тектонические движения позднего и конечного этапов (средний сенон — палеоген) привели к замыканию и превращению позднегеосинклинальных прогибов в просто построенные обращенные синклинории, внедрению синорогенных гранитоидных массивов, глыбовым перемещениям складчатых сооружений, неоднократно сопровождавшимся формированием вулканических построек и комагматичных им постскладчатых интрузий и межгорных впадин. Последние получили широкое развитие и в структурах домезозойской консолидации. Формационная принадлежность интрузивно-эффузивных комплексов во многом определяется мощностью участков коры, в которых они развивались. Построенные ими ветви зон и ветвей вулканического пояса представляют сооружения поздних и конечных стадий мезозойско-кайнозойского геотектонического цикла в схеме развития геосинклиналей (Билибин, Штилле и др.), а отнюдь не специфические наложенные структуры (Власов, Красный, Устиев и др.). Несомненно, что и на более ранних геотектонических циклах происходило формирование подобных вулканических поясов, примером чего служат остатки эродированных палеозойских и раннемезозойских вулканитов на Буреинском массиве и в других местах.

7. В условиях молодой платформы (неоген — антропоген) на обширных площадях Хабаровского края и Амурской области накапливались рыхлые покровные континентальные отложения и по расколам фундамента изливались колоссальные массы базальтоидов.

С. А. САЛУН

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕЗОЗОЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Южной частью советского Дальнего Востока именуется территория, ограниченная на севере хребтами Становым и Джугджуром, на западе — приблизительно 126° в. д., на юго-западе и юге — реками Амуром и Уссури; восточная и юго-восточная границы образованы береговой линией Охотского и Японского морей и Татарского пролива (см. рис.). Рассматриваемая территория входит в состав внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса, характеризующейся широким распространением регенерированных мезозойских структур, развивавшихся на байкальском, реже на среднепалеозойском складчатом основании. В отличие от внешней для внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса типичны мезозойские геосинклинали сквозного развития, такие как Невадийская, Симанто, Восточно-Сахалинская и др. Обычно граница между внутренней и внешней зонами проводится в пределах акватории Охотского и Японского морей и Татарского пролива, хотя не исключено, что на островах Японского архипелага она проходит по зоне Медианы, а на Сахалине — по Сусунайскому и Тымь-Поронайскому грабенам.

Мезозойскими мы называем геосинклинали, испытавшие главную складчатость в мезозое. Уже в 1933 г. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский указывали, что для мезозойских структур типичны два периода складкообразования: «палеозойский... и верхнекимерийский или даже верхнемеловой (ларамийский)» (Архангельский, Шатский, 1933). Позже А. Д. Архангельский (1939) отмечал, что наиболее энергичное горообразование в пределах мезозойид проявилось в конце юрского и во второй половине позднемелового времени. Поэтому трудно согласиться с М. В. Муратовым (1963), исключая Сихотэ-Алинскую складчатую систему из мезозойид на том основании, что заключительный (орогенный) этап ее развития продолжался до миоцена включительно. Не говоря уже о том, что, по мнению многих геологов, орогенный этап является самостоятельным и не входит в состав геосинклинали, отметим, что нельзя подходить к палеозойским и мезозойским геосинклиналильным системам с различной меркой: ведь никем не оспаривается принадлежность герцинид к палеозойским геосинклиналильным системам, хотя орогенный этап их развития отнюдь не ограничивается рамками палеозоя.

Мезозойские геосинклиналильные структуры южной части Дальнего Востока в совокупности образуют Сихотэ-Алинскую складчатую систему (Салун, 1963; Пушаровский, 1966; Марков и др., 1967). К этой же системе, как будет показано ниже, принадлежит серия пригеосинклиналильных прогибов, составляющих ее фланговую зону затухания.

Существенную роль в строении описываемой территории играют также внегеосинклиналильные мезозойские прогибы.

Сихотэ-Алинская складчатая система представляет собой весьма сложное тектоническое сооружение, в пределах которого выделяются по крайней мере четыре структурно-фациальных комплекса, каждый из

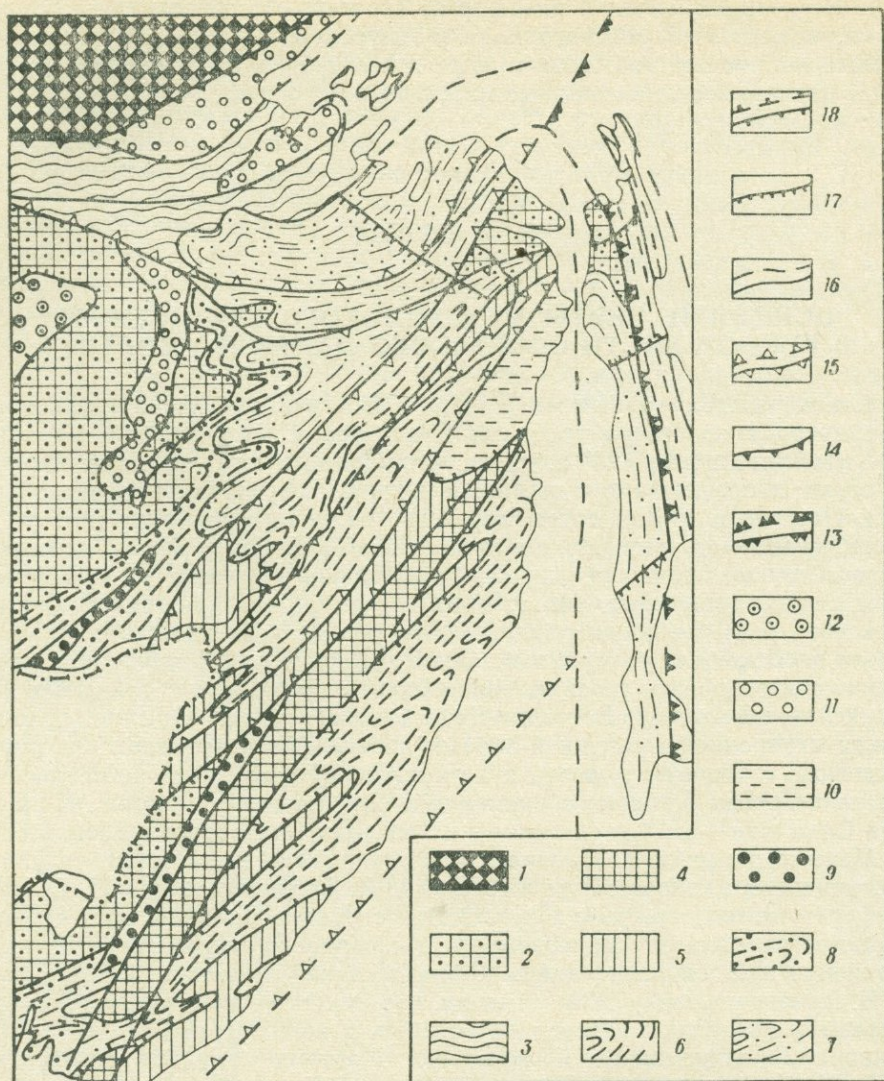


Схема главных мезозойских (доверхнемеловых) структур южной части советского Дальнего Востока

1—3. Домезозойские структуры: 1—карелиды Алданского щита, 2—байкалиды Хинган-Буренского, Ханкайского и Тахтинского массивов, 3—среднепалеозойские структуры Монголо-Охотской системы; 4—7. Сихотэ-Алинская геосинклинальная система: 4—главный антиклинорий, 5—вторичные антиклинальные поднятия, 6—синклинии и дочерние синклинальные прогибы, 7—Нижнеамурский вторичный синклинальный прогиб; 8—10. Фланговая зона затухания Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы: 8—пригеосинклинальные прогибы палеозойской генерации, 9—окраинные прогибы срединных массивов, 10—пригеосинклинальные прогибы мезозойской генерации; 11—мезозойские внегеосинклинальные прогибы; 12—предплатформенные структуры Аму-ро-Зейского прогиба; 13—17. Разломы и флексуры: 13—предполагаемое положение границы между внешней и внутренней зонами Тихоокеанского пояса, 14—граница Сибирской платформы, 15—главнейшие глубинные разломы, 16—прочие разломы, 17—поперечные флексуры; 18—границы поднятий и прогибов

которых по объему соответствует структурному этажу (Салун, 1957).

Нижний структурный этаж, представляющий комплекс основания, в понимании М. В. Муратова (1963), образован интенсивно дислоцированными и метаморфизованными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями протерозоя и нижнего кембрия, слагающими

Ханкайский срединный массив и восточную часть Хингано-Буреинского массива, граничащую с Сихотэ-Алинской системой; предполагается, что комплекс основания образует также жесткое ядро Сихотэ-Алинского антиклинория и выделенного нами в 1968 г. Тахтинского массива. Основаниями для выделения этого массива, занимающего сравнительно небольшую площадь в нижнем течении р. Амура, явились необычно пологое залегание, преимущественно псаммитовый состав и сокращенная мощность верхнемеловых отложений, повышенная щелочность прорывающих их интрузивных пород, а также четкое расхождение складчатых структур, расположенных к югу и востоку от массива.

Главный геосинклинальный комплекс охватывает отложения силурийского (?), девонского, каменноугольного, пермского, триасового, юрского, раннемелового и отчасти позднемелового (сеноман-коньяк) возраста, представленные вулканогенно-кремнисто-терригенной, граувакково-аспидной и флишоидной формациями, а также различными видами моласс. Среди интрузивных образований, соответствующих этому структурному этажу, преобладают габбро-перидотиты, габбро, габбро-диабазы, в то время как гранитоиды (позднепалеозойские и раннемеловые) используются весьма ограниченным распространением.

Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи главного геосинклинального комплекса повсеместно смяты в складки, при этом в крупных, длительно развивающихся синклинориях преобладают сильно сжатые складки линейного типа, ориентированные в север-северо-восточном направлении; в то же время в пригеосинклинальных прогибах распространены гребневидно-коробчатые складки, простирание которых изменяется от северо-восточного на юге до широтного, а местами (бассейн р. Нимелен) даже до запад-северо-западного.

Как показали исследования последних лет, главный геосинклинальный комплекс естественно расчленяется на два структурных подэтажа, нижний из которых охватывает отложения от верхнего силура (?) до среднего триаса, а верхний — от верхнего триаса до нижнего сенона включительно. В осевых зонах синклинориев верхний подэтаж, по-видимому, залегает на нижнем без признаков перерыва и несогласия (Салун, 1963); в то же время в пределах фланговой зоны затухания, где оба подэтажа лишены своих верхних частей (верхней перми, нижнего и среднего триаса в одном и значительной части мела — в другом случае), верхнетриасовые отложения, которыми начинается верхний подэтаж, трансгрессивно, с размывом и угловым несогласием налегают на более древние образования. Таким образом, обособляются две генерации пригеосинклинальных прогибов — палеозойская и мезозойская.

Третий структурный этаж, сопоставляемый с молассовым комплексом, охватывает верхнемеловые (сантон-датские), палеогеновые и неогеновые вулканогенные толщи андезито-дацито-липаритового и андезито-базальтового состава, комагматичные им интрузивные образования, а также палеогеново-неогеновые континентальные молассы. Тектонические структуры представлены горстами, грабенами, брахисинклиналями, брахиантиклиналями и т. п.

Подобно главному геосинклинальному комплексу молассовый комплекс Сихотэ-Алинской складчатой системы также разделяется на два структурных подэтажа, нижний из которых охватывает вулканогенные образования верхнего мела — нижнего палеоцена, а верхний — вулканогенные и осадочные образования эоцена, олигоцена, миоцена и нижнего плиоцена. Основными структурными элементами молассового комплекса являются Средне-Амурская, Усури-Ханкайская, Удыльская и некоторые другие межгорные впадины, выполненные преимущественно кайнозойскими молассами, а также Сихотэ-Алинское и Хингано-Баджальское горные поднятия.

Верхний — четвертый по счету — структурный этаж сложен верхнеплиоценовыми и антропогеновыми молассоидными толщами и плато-базальтами, свидетельствующими о проявлении постконсолидационной активизации.

Границы между структурными этажами повсеместно выражены очень четко и подчеркиваются регионально проявляющимися угловыми несогласиями. Границы Сихотэ-Алинской складчатой системы повсеместно образованы глубинными разломами: на юго-востоке Восточным Сихотэ-Алинским (Салун, 1949 г.; Беляевский, 1956), на востоке — Монеронским (Салун, 1965), на северо-западе — Курским (Салун, Бобылев, 1963), на западе и юго-западе — Алчанским и Даубихинским (Берсенов, 1964). Автор разделяет мнение Н. А. Беляевского и А. А. Борисова (1964) о связи этой системы глубинных разломов с гигантским Амуро-Гижигинским разломом, представляющим, по нашему мнению, границу между внешней и внутренней зонами Тихоокеанского пояса в данном секторе.

В дальнейшем мы рассмотрим строение и развитие структур, связанных с главным геосинклинальным комплексом, поскольку комплекс основания характеризует не мезозойскую, а более древнюю, байкальскую складчатую систему, переработанную в результате последующей регенерации, а орогенный, имеющий значительно более широкое территориальное распространение, чем геосинклинальный, в основном отвечает кайнозойскому этапу развития рассматриваемой территории.

Основными структурными элементами главного геосинклинального комплекса являются Сихотэ-Алинский антиклинорий, Сихотэ-Алинский и Амуро-Уссурийский синклинории, строение которых описывалось неоднократно (Салун, 1963; Пушаровский, 1966; Марков и др., 1967).

Особого внимания заслуживают пригеосинклинальные прогибы, среди которых выделяются две генерации — палеозойская и мезозойская. Первая охватывает Ниланский, Верхнебуреинский, Ванданский и Урмийский прогибы, сопряженные с Амуро-Уссурийским синклинорием, а также Барабашско-Хасанский прогиб, сопряженный с Сихотэ-Алинским синклинорием. Ко второй генерации принадлежат Тугуро-Нимеленский, Чукчагирский (Нагибина, Потапов, 1965), Дукинский (Салун, 1963), Верхне-Горинский и Бираканский (Бобылев, 1964) прогибы, сопряженные с Амуро-Уссурийским синклинорием; возможно, что к структурам такого же типа следует относить Супутинскую «подзону» в Южном Приморье (Берсенов, 1969 г.).

Все палеозойские пригеосинклинальные прогибы наложены на краевые части жестких массивов (Хингано-Буреинского и Ханкайского); мезозойские прогибы, как правило, наследуют палеозойские, и только Тугуро-Нимеленский прогиб представляет собой новообразование, наложенное на среднепалеозойские структуры Удско-Шантарского синклинория (Нагибина, 1963; Нагибина, Потапов, 1965).

Всем перечисленным прогибам в полной мере присущи признаки, которые В. С. Мелешенко и Э. Н. Янов (1960) считают типичными для пригеосинклинальных прогибов: заложение на относительно консолидированном фундаменте в непосредственной близости от погружающихся геосинклиналей; специфический набор формаций, замещение переходных формаций (континентальной терригенной, молассы) типично геосинклинальными по мере приближения к геосинклиналям; преобладание среди складчатых структур брахиформных и штамповых складок, сменяющихся линейными вблизи границы с геосинклиналью.

Заканчивая обзор тектонических структур, следует упомянуть о двух грабеноподобных прогибах — Даубихинском и Куканском, развивавшихся на окраине Ханкайского и Хингано-Буреинского массивов в непосредственной близости от границ Сихотэ-Алинской складчатой системы в моменты интенсивных поднятий в пределах последней и, таким образом,

представляющих, по мнению Л. И. Красного (1960), В. В. Бобылева (1964) и В. О. Соловьева (1967), своеобразную разновидность краевых прогибов.

На обширной территории, ограниченной с юга Сино-Корейской платформой, с севера — Монголо-Охотской геосинклинальной системой и протягивающейся от верховьев Амура до западного Сахалина и северо-западной Японии включительно, в результате замыкания геосинклинальной области байкалид к началу среднего кембрия сформировалось сложное складчатое сооружение. На протяжении почти всего раннего палеозоя дальневосточные байкалиды, подобно близким по возрасту сооружениям Алтае-Саянской, Казахстанской и Тянь-Шаньской складчатых областей, испытывали своеобразное состояние «тектонического покоя»; при этом континентальный режим сочетался со слабым расчленением поверхности и соответственно с отсутствием интенсивного сноса.

В позднем силуре или на рубеже силурийского и девонского периодов в результате движений, охвативших значительную часть Атлантического сегмента Земли (Муратов, 1969), по разломам, расщепив байкальское основание, начали закладываться Сихотэ-Алинская и Амуро-Уссурийская регенерированные геосинклинали, а также сопряженные с ними пригеосинклинальные прогибы палеозойской генерации.

Собственно геосинклинальное развитие Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы четко подразделяется на два более или менее равных по своему значению этапа, первый из которых продолжался с позднего силура (?) до среднего триаса, а второй — с позднего триаса до раннего сенона включительно. Каждый из названных этапов, в свою очередь, подразделяется на стадии.

Первая (раннегеосинклинальная) стадия первого этапа, характеризующаяся преимущественным накоплением вулканогенно-кремнисто-терригенной и, в подчиненном количестве, граувакково-аспидной и рифогенной формаций, охватывает девонский и каменноугольный периоды и раннепермскую эпоху. Начиная с каменноугольного периода, отмечается развитие вторичного Ольго-Тетюхинского антиклинального поднятия в Сихотэ-Алинской геосинклинали: возможно, аналогичные явления имели место и в пределах Амуро-Уссурийской геосинклинали.

Замыкание пригеосинклинальных и заложение окраинных прогибов на рубеже ранней и поздней перми, заметная регрессия моря, широкое распространение моласс среди верхнепермских образований свидетельствуют о наступлении второй (первой предорогенной) стадии первого этапа. В конце перми в краевых частях Ханкайского срединного массива проявляется андезито-дацит-липаритовый вулканизм, а позднепалеозойские гранитоидные интрузии установлены и в пределах Ханкайского, и в пределах Хингано-Буреинского массивов.

Палеотектонические и палеогеографические условия, сложившиеся в поздней перми, удерживались, по-видимому, до среднего триаса включительно (Салун, 1963; Бобылев, 1969); в этом смысле отмечаются определенные черты сходства развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы с развитием европейских герцинид. В то же время устанавливается значительно большая (по сравнению с герцинидами) продолжительность предорогенной стадии.

Обширная трансгрессия моря, сопровождаемая оживлением тектонических движений и вулканизма, формированием Киселевского антиклинального поднятия в Амуро-Уссурийском и Сидатунского — в Сихотэ-Алинском синклиналиях и заложением пригеосинклинальных прогибов мезозойской генерации, имевшая место в позднем триасе и начале юры, знаменует начало третьей стадии развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы, которая условно может быть названа главной геосинклинальной или первой стадией второго этапа. Для этой стадии, продолжавшейся с карнийского до валанжинского века включительно, уста-

навливается закономерно направленная смена формаций: от вулканогенно-кремнисто-терригенной в позднем триасе и начале юры к аспидной (средняя и поздняя юра) и флишоидной (валанжин). Заслуживают упоминания келловейско-кимериджская трансгрессия и валанжинская регрессия, особенно четко проявившиеся в пределах фланговой зоны затухания.

Последней (второй предороженной) стадии развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы, продолжавшейся с барремского века до начала сантона, предшествовало относительно кратковременное усиление интенсивности и степени дифференциации тектонических движений, сопровождавшееся замыканием пригеосинклинальных прогибов, резким воздыманием Главного антиклинория и заложением вторичного Нижнеамурского прогиба, внедрением интрузий ультраосновного, основного и реже среднего и кислого состава. В течение второй половины раннего мела в сохранившихся и новообразованных прогибах накапливались мощные граувакковые серии, сменившиеся в начале позднего мела флишоидными, а в конце турона — песчаниковыми толщами. В начале сантонского века произошло окончательное замыкание геосинклинального режима, и Сихотэ-Алинская складчатая область вступила в этап орогенного развития (Салун, 1964, 1969).

Среди мезозойских внегеосинклинальных структур, получивших общее наименование прогибов восточноазиатской группы (Нагибина, 1963, и др.), в первую очередь должны быть названы Буреинский, Торомский, Удский, Верхнеамурский и некоторые другие прогибы.

Подробная характеристика строения этих прогибов дана М. С. Нагибиной, поэтому ограничимся лишь несколькими дополнительными замечаниями.

Во-первых, обращает на себя внимание, что заложение большей части внегеосинклинальных прогибов произошло в начале позднего триаса, то есть одновременно с началом второго этапа развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы и заложением пригеосинклинальных прогибов второй генерации. И в пригеосинклинальных, и во внегеосинклинальных прогибах фиксируются регрессии в конце средней юры, трансгрессия в начале поздней юры и переход к континентальному развитию после валанжина.

Во-вторых, внегеосинклинальные прогибы, подобно пригеосинклинальным, закладываются на байкальском (Буреинский прогиб) и среднепалеозойском (Удский и Торомский прогибы) основании, а также на складчатых структурах, возникших в результате замыкания пригеосинклинальных прогибов палеозойской генерации.

В-третьих, заслуживает внимания пространственная близость между пригеосинклинальными и внегеосинклинальными прогибами. Действительно, расстояние между Тугуро-Нимеленским пригеосинклинальным и Торомским внегеосинклинальным, между Верхнегоринским пригеосинклинальным и Буреинским внегеосинклинальным прогибами измеряется первыми десятками километров. Характер геологических формаций и тектонических структур в тыловой части пригеосинклинальных прогибов напоминает характер формаций и структур во внегеосинклинальных прогибах.

В то же время, как справедливо отметили М. С. Нагибина (1963) и А. Л. Яншин (1965), нельзя отождествлять внегеосинклинальные прогибы с пригеосинклинальными, краевыми или любыми другими прогибами, связанными с геосинклинальным этапом развития.

Выводы. Мезозойский тектогенез по-разному проявляется во внешней и внутренней зонах Тихоокеанского пояса. В первой он обуславливает замыкание длительно развивавшихся ортогеосинклиналей (Восточно-Сахалинской, геосинклинали Симанто и т. д.), выполненных мощным вулканогенно-кремнисто-терригенным комплексом «францисканского»

типа. Во внешней зоне наиболее интенсивные проявления мезозойского тектогенеза наблюдаются в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы.

В соответствии с приведенным выше определением эта система, несомненно, должна рассматриваться как мезозойская. В то же время, естественно, напрашивается сопоставление первого этапа ее геосинклинального развития с герцинским этапом развития Европы, а несколько большая длительность и незавершенность этого этапа на Дальнем Востоке может быть объяснена расположением Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы в непосредственной близости от границы с Тихоокеанским сегментом Земли.

Второй этап геосинклинального развития Сихотэ-Алинской системы, совпадающий по времени с периодом формирования внегеосинклинальных структур, в пределах южной части Дальнего Востока может рассматриваться как мезозойский *sensu stricto*. Однако позднемеловой субсеквентный вулканизм, знаменующий завершение этого этапа, обнаруживает определенное сходство с позднепалеозойским магматизмом герцинид.

Представляется весьма закономерным постепенное затухание мезозойского тектогенеза по мере удаления от границы между внешней и внутренней зонами Тихоокеанского пояса; наиболее четким выражением этого затухания является последовательная смена геосинклинальных прогибов пригеосинклинальными, а последних — внегеосинклинальными. Еще более слабым выражением мезозойского тектогенеза является существенная задержка формирования платформенного чехла на байкальских и палеозойских структурах по сравнению с районами Западной Сибири и Северного Казахстана. Например, платформенный чехол Амуро-Зейской синеклизы начал формироваться только в маастрихте — дании (после замыкания Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы).

И. А. ПЛОТНИКОВ, С. Ф. УСЕНКО

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МЕЗОЗОИД МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТО-ГЛЫБОВОЙ СИСТЕМЫ ПРИАМУРЬЯ

Монголо-Охотская складчато-глыбовая система — сооружение полициклическое. Анализ геологических формаций, слагающих мезозойский структурный комплекс этой системы, с учетом новейших данных позволяет реставрировать ее геологическую историю.

С заключительными движениями герцинского орогенеза замкнулись позднегеосинклинальные прогибы и молассовые впадины Монголо-Охотской системы. В приохотской ее части это произошло в раннем мезозое (ранний триас), а в приверхнеамурской — в позднем палеозое (средний карбон). Следовательно, приохотскую и приверхнеамурскую части Монголо-Охотской системы можно рассматривать соответственно как поздние и ранние герциниды. Известно, что поздние герциниды характерны для Восточно-Азиатской подвижной области и, в частности, для ее Сихотэ-Алинской системы, тесно сопряженной в своем развитии с приохотской частью Монголо-Охотской системы. В связи с этим существует представление о существовании в восточной части Приамурья Сихотэ-Алинских и Монголо-Охотских герцинид.

В начале мезо-кайнозойского цикла в Монголо-Охотской системе в интенсивные нисходящие движения были вовлечены Джэгдинская зона и сопряженные с ней участки жестких структур обрамления — Буреин-

ского срединного массива и глыбовой зоны ранних протерозоид Становика-Джугджура. Реликты геосинклинальных образований, установленные в недавнем времени в Джагдинской зоне, позволяют рассматривать эту зону как внутреннюю часть геосинклинали. Внешние зоны ее изучены лучше. История их развития представляется в следующем виде.

На Буреинском массиве, вдоль ограничивающих его разломов, в позднем триасе заложилась Верхне-Амурский, Огоджинский и Буреинский миогеосинклинальные прогибы, а на границе зоны Становика-Джугджура с Монголо-Охотской системой, вдоль Зейско-Удского разлома, и в геосинклинальных ее структурах — Зейско-Удский и Торомский прогибы. В этих прогибах внешней зоны геосинклинали в течение позднего триаса — средней юры, а на востоке и в поздней юре накапливались песчано-сланцевые толщи мощностью до 3 000—4 000 м, дислоцированные последующими движениями в простые линейные складки и местами метаморфизованные до аспидных сланцев. Флишоидный характер этих толщ в верхних частях разрезов и локальные несогласия их с вышележащими верхнеюрско-нижнемеловыми параличскими отложениями (Нагибина, 1963) свидетельствуют о смене тектонического режима в средней юре на западе и в поздней юре на востоке.

Дифференциация прогибов и рост геосинклиналей, обусловленные раннеорогеническими движениями, с которыми связано внедрение до-верхнеюрских интрузий и габбро-гранитовой формации (инимский комплекс в Верхнем Приамурье и лантарский — в Приохотье), проявились вначале в Верхне-Амурском прогибе, а затем, смещаясь к востоку, в Огоджинском, Верхне-Буреинском, Зейско-Удском и Торомском. С ростом поднятий в течение поздней юры — валанжина осадконакопление перемещалось во внутримеогеосинклинальные межгорные и внешние предгорные впадины.

Ольдойская, Удская и Торомская межгорные впадины большей частью развивались как остаточные. В них формировались толщи параличской слабо угленосной молассы (мощностью в 2—3 тыс. м) с примесью туфогенного материала и обилием растительного детрита в верхних частях разрезов. Погрубление терригенного материала вверх по разрезу, смена лагунно-морских осадков континентальными в поздней юре на западе и в валанжине на востоке, а также увеличение роли пирокластов, которые в Удской впадине перемежались с лавами среднего состава, указывают на замыкание впадин и усиление вулканической деятельности в связи с активизацией разломов Монголо-Охотской системы. Одновременно с межгорными впадинами развивались предгорные инверсионные наложенные впадины. Они заполнялись грубой предгорной континентальной и аллювиально-лимнической молассой мощностью до 2 000 м, которая на локальных участках в верхней части разрезов на западе и по всему разрезу на востоке заменялась вулканогенной молассой и лавами андезитовой формации.

Насыщенность молассы вулканогенным материалом указывает на активность разломов Монголо-Охотской системы и дает возможность подразделить меж- и предгорные впадины на два типа. К первому относятся Тукурингские и Ушумунская впадины, расположенные в западной части Приамурья. Они заполнены параличской, грубой предгорной и аллювиально-лимнической молассой. Пирокластический материал в эти осадки поставлялся вулканами, располагающимися в зоне Становика-Джугджура и Буреинского массива. Конседиментационные разломы, ограничивающие эти впадины, амагматичны.

Впадины второго типа формировались на востоке Приамурья, ограничивающие их конседиментационные разломы поставляли магматический материал среднего и кислого состава, который местами частично или полностью вытеснял предгорные молассы. Количество вулканитов достигает максимума в Удской предгорной впадине.

Таким образом, и в мезо-кайнозойском цикле приверхнеамурская и приохотская части Монголо-Охотской системы формировались по-разному.

С позднеорогенными движениями завершилась инверсия прогибов и впадин Монголо-Охотской системы. Эти процессы, перемещаясь к востоку (готерив — баррем), распространились на раму Монголо-Охотской системы. С ними связаны разломноскладчатые дислокации в толщах моласс, простые в межгорных и сложные в предгорных впадинах. В это время начали формироваться вулканические зоны и обширные депрессии. Они развивались при дифференцированных, главным образом, восходящих движениях, несколько активизировавшихся в сеноне и палеогене в связи с движениями в Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системе.

Депрессии вплоть до палеогена заполнялись осадками аллювиально-лимнической и предгорной моласс, а вулканы до конца мела извергали вначале лавы и пирокласты липарито-андезитовой (ранний мел), а затем андезито-липаритовой (ранний — поздний мел) формаций. На востоке системы вулканы липарито-андезитовой формации тесно связаны в меж- и предгорных впадинах с вулканогенной молассой андезитовой формации.

Образование каждой формации сопровождалось и завершалось интрузиями соответственно удского, верхнеамурского гранодиоритовых и джугджурского гранитового комплексов, проявленных в подавляющей массе в раме Монголо-Охотской системы. Обращает на себя внимание резкое несоответствие масштабов седиментогенных процессов и весьма слабого магматизма в редуцированных геосинклинальных прогибах системы с мощно проявленным позднеорогенным магматизмом, охватывающим главным образом ее раму. По-видимому, эти явления можно рассматривать как две формы проявления единого процесса образования «гранитного» слоя коры, роль и значение которых неодинаковы на разных стадиях ее развития. На коре промежуточного типа в геосинклинально-складчатых зонах преобладает седиментогенез и покровный магматогенез, на коре же континентального типа на начальных стадиях преобладает седиментогенез, а на конечных — с увеличением мощности «гранитного» слоя — мощный коровый магматогенез.

В позднем мелу — палеогене регион испытывал общее воздымание. Незначительные подвижки вдоль разломов, усиленные за счет движений в соседних геосинклиналях, сопровождалась опусканием узких блоков коры, на месте которых развивались приразломные депрессии. В них накапливались осадки угленосной лимнической формации мощностью до 500 м. С активизацией этих движений связывается формирование толщ вулканитов андезито-липаритовой формации, наращивающих разрез Селитканской вулканической зоны Торомского прогиба, возникновение простых складчато-глыбовых дислокаций и внедрение коагматичных вулканитам интрузий гранитоидов селитканского и тугурского комплексов. Этими процессами заканчивалось формирование Монголо-Охотской складчато-глыбовой системы. С неогена наступает стадия стабилизации ее складчато-глыбовых сооружений и формирование обширных рыхлых покровов (неоген — ранний антропоген), развивающихся на месте депрессий и выходящих далеко за их пределы.

Анализ геологических формаций, слагающих мезозойский структурный комплекс Монголо-Охотской системы, свидетельствует о геосинклинальном, хотя несколько и редуцированном режиме ее развития. Выделяются ранне- и позднегеосинклинальная (инверсионная), а также послегеосинклинальная (орогенная) стадии.

В раннегеосинклинальную стадию (поздний триас — средняя юра) в прогибах накапливались терригенные толщи мощностью до 4000 м. Дифференциация прогибов началась в средней юре. Это подтверждает-

ся пачками флиша в среднеюрских толщах, локальными несогласиями на их границе с вышележащими паралическими молассами и наличием интрузий габбро-гранитовой формации.

Позднегеосинклинальная стадия (поздняя юра — ранний мел) характеризовалась развитием унаследованных и вновь образованных меж- и предгорных впадин, заполнявшихся молассами и вулканитами андезитовой формации.

Вулканические извержения аэральной порфировой и комагматичные с ней интрузии гранитоидной формации ознаменовали позднеорогенную стадию развития Монголо-Охотской системы (ранний — поздний мел). Они проявились и в ее раме, для которой характерными были сводово-глыбовые дислокации. При этом вулканиты порфировой формации отдельных вулканических зон Монголо-Охотской системы и ее рамы также развивались унаследованно. Они как бы «вырастали» из вулканогенной молассы меж- и предгорных впадин, которая, в свою очередь, в унаследованных инверсионных впадинах постепенно сменяла флишвидные образования раннегеосинклинальных прогибов. Это свидетельствует о тесной связи различных мезозойских структур Монголо-Охотской системы и ее рамы. Разнообразие структур объясняется их эволюцией в связи со стадийным развитием подвижной системы в целом.

В разрезе мезозойского структурного комплекса, в направлении от раннегеосинклинального яруса к позднеорогенному, роль седиментогенных формаций постепенно снижается. Одновременно возрастает роль эффузивов и гранитоидов, и, прежде всего, позднеорогенных. Иными словами, на смену седиментогенезу как доминирующему процессу начальных этапов развития геосинклинали приходит коровый магматизм — ведущая форма геологических процессов формирования «гранитного» слоя коры на позднеорогенном этапе ее развития в условиях геосинклинальных структур и разуплотнения вещества. По-видимому, это характерно прежде всего для наложенных геосинклиналей, развивающихся на коре с мощным «гранитным» слоем.

В. П. МИШИН

РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ ГЛАВНОГО АНТИКЛИНОРИЯ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Одним из основных элементов структуры Сихотэ-Алинской складчатой области является Главный (или Центральный) антиклинорий — блок пород преимущественно палеозойского возраста, заключенный между Центральным (Беляевский и Громов, 1954) и Даубихинским разломами. Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня протягивается от побережья Японского моря в междуречье Сучана и Судзуге на северо-восток по азимуту 15—20° и затухает в междуречье Анюя и Хунгари. При длине около 900 км ширина его редко превышает 50 км и в среднем составляет 35—40 км (см. рис.).

Название «антиклинорий» справедливо, как это отмечает А. М. Смирнов (1964), лишь для крайней северной оконечности структуры. На остальной территории — это горст, в котором средне-позднепалеозойские структуры косо срезаны ограничивающими разломами. Характерно, что если на юге, в Сучано-Судзугинском междуречье структуры срезаются под углом примерно 40°, то к северу этот угол постепенно уменьшается.

На крайнем юге Главного антиклинория обнажаются среднепалеозойские образования вангоуской серии, слагающие Вангоуский антиклинорий. Нижняя часть вангоуской серии мощностью 3500—3800 м представлена переслаиванием алевролитов, аргиллитов, песчаников, глинистых сланцев, кремнистых пород и основных эффузивов. Изредка наблюдаются маломощные линзы перекристаллизованных известняков протяженностью в несколько метров. Песчаники полимиктовые и полевошпатово-кварцевые, мелкозернистые. Кремнистые породы обычно серые, но встречаются сургучные и зеленые разности. Мощность пакетов кремнистых пород от долей метра до 150—200 м. Кластические и глинистые породы нередко метаморфизованы и превращены в филлиты, причем кластические зерна часто имеют нерезкие очертания и чечевицеобразную форму. Эффузивные породы представлены диабазами, диабазовыми порфиритами и спилитами. Мощность отдельных горизонтов эффузивов до 100 м. Породы часто рассланцованы и сильно хлоритизированы. Нередко встречаются зеленые туфосланцы и туфопесчаники.

Верхняя часть разреза вангоуской серии имеет значительно меньшее распространение. Она обнажается в виде двух разобщенных полей на противоположных крыльях и в противоположных концах антиклинория. Толща представлена терригенными породами — песча-

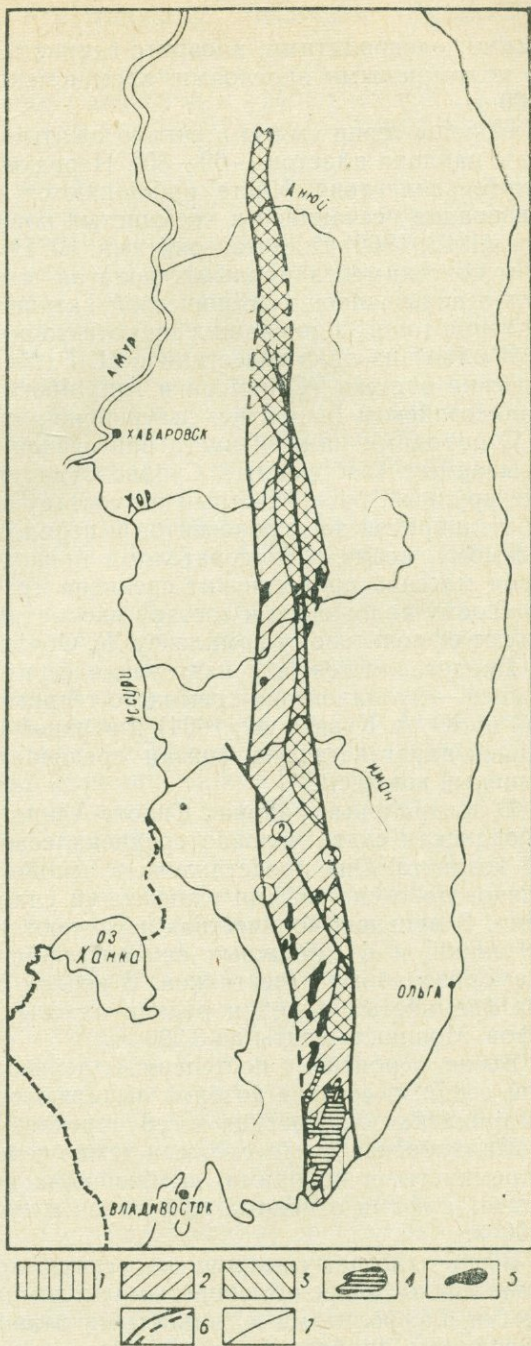


Схема распространения разновозрастных комплексов эвгеосинклинальных формаций на территории Главного антиклинория Сихотэ-Алия. Вулканогенно-осадочные комплексы: 1 — среднепалеозойский, 2 — позднепалеозойский, 3 — позднепермский — раннеюрский; интрузивные комплексы: 4 — среднепалеозойский, 5 — позднепалеозойский; 6 — разломы, установленные и предполагаемые (пунктир); 7 — границы разновозрастных комплексов формаций. Цифры в кружках — разломы: 1 — Даубихинский, 2 — Меридиональный, 3 — Центральный Сихотэ-Алинский

никами, алевролитами, алеврито-глинистыми сланцами с крайне редкими маломощными прослоями кремнистых пород. Мощность ее около 2 000 м.

Породы серии смяты в сильно сжатые складки (до изоклинальных). Углы наклона пластов — 60—80°. Нередки вертикальное и слегка запрокинутое залегание. Часто наблюдаются своеобразные структуры разлинзования песчаников и кремнистых пород, названные Ю. Н. Размахниным (1963, 1965) гидротектонитами. Ю. Н. Размахнин считает эти структуры конседиментационными, полагая, что их присутствие свидетельствует о повышенной тектонической активности территории во время накопления толщ, содержащих гидротектониты.

В одной из линз известняков Н. Г. Мельниковым обнаружены органические остатки (*Crinoidae* и *Amphiroga*), свидетельствующие о среднепалеозойском (вероятно, силурийско-раннедевонском) возрасте пород.

С породами нижней части вангоуской серии тесно ассоциируют так называемые «габброиды» Сучано-Судзухинского междуречья, слагающие крупный, очень пестрый по составу массив. В нем известны породы от диоритов до пироксенитов и перидотитов. В настоящее время, по видимому, всеми исследователями признается, что значительная часть пород массива принадлежит среднепалеозойскому интрузивному циклу. По своему положению и составу рассматриваемые «габброиды» соответствуют офиолитовому комплексу Ж. Обуэна (1967).

Представляется, что вангоуская серия состоит из двух формаций: нижней — вулканогенно-кремнисто-терригенной (или спилито-диабазовой, по Ю. А. Кузнецову, 1964) и верхней — терригенной. С нижней формацией парагенетически связан среднепалеозойский офиолитовый интрузивный комплекс.

В центральных районах Сихотэ-Алиня в основании разреза залегает тудовакская свита условно среднепалеозойского (силурийско-девонского) возраста. Она представлена в основном темно-серыми до черных и зеленовато-темно-серыми глинистыми сланцами, часто филлитизированными. В меньших количествах встречаются темно-серые мелкозернистые песчаники, и в единичных случаях наблюдаются маломощные линзы мраморизованных известняков. В верхах свиты появляются прослой серых кремнистых пород и редкие пласты диабазовых порфиритов и их туфов. Мощность свиты до 3 500 м.

Выше, вероятно, с постепенным переходом залегают породы улахинской серии, в составе которой выделяются четыре свиты: маляновская, самаркинская, удековская и себучарская. Все свиты залегают согласно.

Маляновская свита сложена темно-серыми и черными алевролитами и кремнистыми породами, диабазовыми порфиритами, диабазами, спилитами, туфами основных эффузивов и туффитами. Мощность свиты до 1 200 м.

Выше залегают самаркинская свита, представленная в основном серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, темно-серыми алевролитами и глинистыми сланцами. Кроме того, присутствуют спилиты, диабазовые порфириты, их туфы, кремнистые породы и известняки. Породы часто рассланцованы, в них наблюдаются «гидротектониты». Мощность свиты 3 000—3 500 м.

Самаркинская свита перекрыта удековской, основной фон которой создают зеленовато-серые мелкозернистые туфогенные песчаники. В верхах свиты обычно присутствуют буроватые средние и мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники. Кроме песчаников, встречаются прослой глинистых сланцев с характерным шелковистым блеском и единичные тонкие линзы кремнистых пород. Мощность свиты 600—800 м.

Верхний член улахинской серии — себучарская свита — представлена диабазовыми порфиритами (иногда миндалекаменными), их туфами, спилитами, кремнистыми породами, мелкозернистыми полимиктовыми

песчаниками, алевролитами и известняками. Мощность свиты около 2 500 м.

С породами себучарской свиты связаны сравнительно небольшие (до 12—14 км²) тела диоритов, габбро-диоритов и габбро, обычно вытянутых по простираанию основных структурных элементов. Общая мощность улахинской серии до 10—11 км.

Возраст улахинской серии устанавливается по определениям микрофауны, содержащейся в известняках, условно как визе — ранняя пермь.

На себучарской свите с постепенным переходом залегает ариаднинская свита, сложенная серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми и туфогенными песчаниками, темно-серыми и зеленовато-серыми тонкослоистыми глинистыми сланцами, для которых часто характерен шелковистый блеск, а также темно-серыми и черными алевролитами и аргиллитами. Иногда встречаются гравелиты и мелкогалечные конгломераты. В верхней части свиты А. А. Асиповым в 1967 г. описаны флишевые отложения, представленные обычно двухкомпонентными ритмами (песчаник и алевролит) и очень редко трехкомпонентными (добавляется аргиллит). Ритмы разделены поверхностями размыва; в песчаниках наблюдается градационное распределение материала. Общая мощность ариаднинской свиты 2 200—3 200 м. Флишевые отложения составляют, по-видимому, 300—500 м.

По вещественному составу палеозойские отложения Центрального Сихотэ-Алиня подразделены на формации (снизу вверх): аспидную — вулканогенно-кремнисто-терригенную (спилито-диабазовую) — терригенную (с флишеидной подформацией в верхах). Таким образом, здесь намечается трехчленное строение разреза, причем спилито-диабазовая и терригенная формации по условиям образования сопоставимы с одноименными среднепалеозойскими формациями юга Приморья.

В северной части Приморья на восточном крыле Главного антиклинория Сихотэ-Алиня известны позднепермские отложения, несогласно залегающие на породах ариаднинской и себучарской свит. Ю. Н. Размахниным в 1964 г. в бассейне р. Иман описана фаунистически охарактеризованная позднепермская толща, сложенная полимиктовыми и аркозовыми, иногда гравийными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами. В меньшем количестве встречаются кремнистые породы, редки диабазовые порфириды и спилиты, иногда наблюдаются известняки. Мощность верхнепермских отложений здесь до 1 200 м.

Несколько севернее, в бассейнах рек Кафэ и Катэн разновозрастные отложения выделены Е. Б. Бельтеновым под названием кафэнской свиты. Толща представлена песчаниками и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями кремнистых пород, спилитов, диабазов и редких линз рифовых известняков. Мощность свиты до 2 500 м.

Отложения, близкие по составу к описанным, известны и севернее — в бассейнах рек Хора и Анюя. По вещественному составу они относятся к спилито-диабазовой формации. Весьма характерно, что площадь их распространения ограничена восточным крылом Главного антиклинория. На западном крыле разновозрастные отложения представлены в бассейне р. Имана образованиями порфириной формации Даубихинского прогиба (Мишин, 1965, 1968), а в Северном Сихотэ-Алине — терригенными отложениями. По-видимому, осевая часть Главного антиклинория в позднепермское время разграничивала на севере Сихотэ-Алиня различные структурно-формационные зоны.

В междуречье Анюя и Хунгари на породах кафэнской свиты с размывом и угловым несогласием залегают верхнетриасовые-нижнеюрские образования джаурской свиты. В основании свиты (Хохлов, 1966) залегают базальные конгломераты (25—100 м), выше которых наблюдается мощная (250—500 м) пачка диабазов, диабазовых порфиритов и спилитов. Выше залегают кремнистые сланцы с подчиненными прослоями

песчаников, глинистых сланцев и известняков. В верхах свиты вновь наблюдаются пласты диабазовых порфиринов. Общая мощность свиты 1 900 м. Состав пород джаурской свиты говорит о принадлежности ее к спилито-диабазовой формации.

Джаурская свита с постепенным переходом перекрыта породами нижнеюрской хунгарийской свиты, представленной переслаиванием (часто ритмичным) алевролитов и средне- и мелкозернистых песчаников. Мощность свиты 2 000—2 100 м (Сибирякова, Худолей, 1966).

На восточном крыле северной части Главного антиклинория выделяется верхнепермская-верхнетриасовая вулканогенно-кремнисто-терригенная (спилито-диабазовая) формация, перекрытая нижнеюрской терригенной формацией (флишовой, по М. А. Михайлову, 1967).

Таким образом, в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня можно выделить три эвгеосинклинальных формационных комплекса, каждый из которых содержит спилито-диабазовую и перекрывающую ее терригенную формации. Формационные комплексы последовательно смещаются к северо-востоку. Среднепалеозойский комплекс и тяготеющие к нему среднепалеозойские габброиды расположены на крайнем юге антиклинория. Верхнепалеозойский комплекс распространен наиболее широко. Среди среднепалеозойских габброидов известны протяженные (до 25 км) узкие полосы развития верхнепалеозойской спилито-диабазовой формации — остатки ранее более широко распространенного покрова. Далее на север верхнепалеозойский комплекс прослеживается практически на всем протяжении Главного антиклинория. В северной части Главного антиклинория, на его восточных склонах, наблюдается верхнепермский — нижнемезозойский эвгеосинклинальный комплекс, несогласно залегающий на породах верхнепалеозойского комплекса. Не исключено, что он состоит из двух самостоятельных комплексов, т. к. на верхнепермской спилито-диабазовой формации несогласно со значительным перерывом залегает верхнетриасовая-нижнеюрская спилито-диабазовая формация. Отсутствие терригенной формации, перекрывающей верхнепермскую спилито-диабазовую, не может считаться фактом в связи с недостаточной изученностью разрезов Северного Сихотэ-Алиня, но, возможно, связано со значительным предверхнетриасовым размывом.

Гетерогенность Главного антиклинория выразилась не только в разновозрастности эвгеосинклинальных формаций, но и в разновременном проявлении складчатости в отдельных его частях. В южной части первые складчатые движения, по-видимому, произошли в конце среднего палеозоя, о чем можно судить по залеганию улахинских (нижнепермских) пород непосредственно на среднепалеозойских габброидах. В то время как в Центральном и Северном Сихотэ-Алине в позднем палеозое продолжалась эвгеосинклинальная седиментация, южная часть Главного антиклинория уже испытывала восходящее движение и являлась областью размыва.

Более северные районы антиклинория испытывали складчатость и воздымание в середине (?) поздней перми, так как в кафэнское время осевая часть Главного антиклинория разделяла, по данным Ю. Н. Размахнина, зоны с существенно различным характером осадконакопления. Следовательно, формирование Главного антиклинория Сихотэ-Алиня как положительной структуры произошло в две фазы герцинского этапа. Присутствие эвгеосинклинальных верхнепермских и мезозойских формаций в отдельных частях антиклинория (Окраинская зона, Северный Сихотэ-Алинь) не противоречит этому выводу, так как постгерцинские эвгеосинклинальные формации известны только в краевых частях восточного склона Главного антиклинория и обязаны своим появлением эвгеосинклинальным процессам, развивавшимся на территории Главного синклинория Сихотэ-Алиня.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ИНДОКИТАЯ

На территории, расположенной между Индийской и Южно-Китайской древними платформами, выделяются две разновозрастные геосинклинальные складчатые области. Весь Индокитайский полуостров принадлежит области ранних мезозойских, завершающая складчатость которых имела место в конце триаса. Территория Западной Бирмы относится к области кайнозойского тектогенеза (Муратов, 1965; Тектоника Евразии, 1966).

Ранние мезозойские Индокитайского полуострова образованы несколькими геосинклинальными складчатыми зонами, или системами, и разделяющей их стабильной структурой, именуемой Индосинийским массивом. Складчатые системы получили названия: Бирмано-Малайской, Северо-Вьетнамской и Лаосско-Вьетнамской (Кудрявцев и др., 1969). Две последние расположены к востоку от Индосинийского массива, первая — к западу от него (см. рис.). Границы складчатых систем с массивом проходят по зонам крупных разломов. Северо-Вьетнамская складчатая система по тектоническому шву примыкает к Южно-Китайской платформе. К Бирмано-Малайской системе с запада, также по тектоническому шву, примыкают структуры области кайнозойского тектогенеза Западной Бирмы.

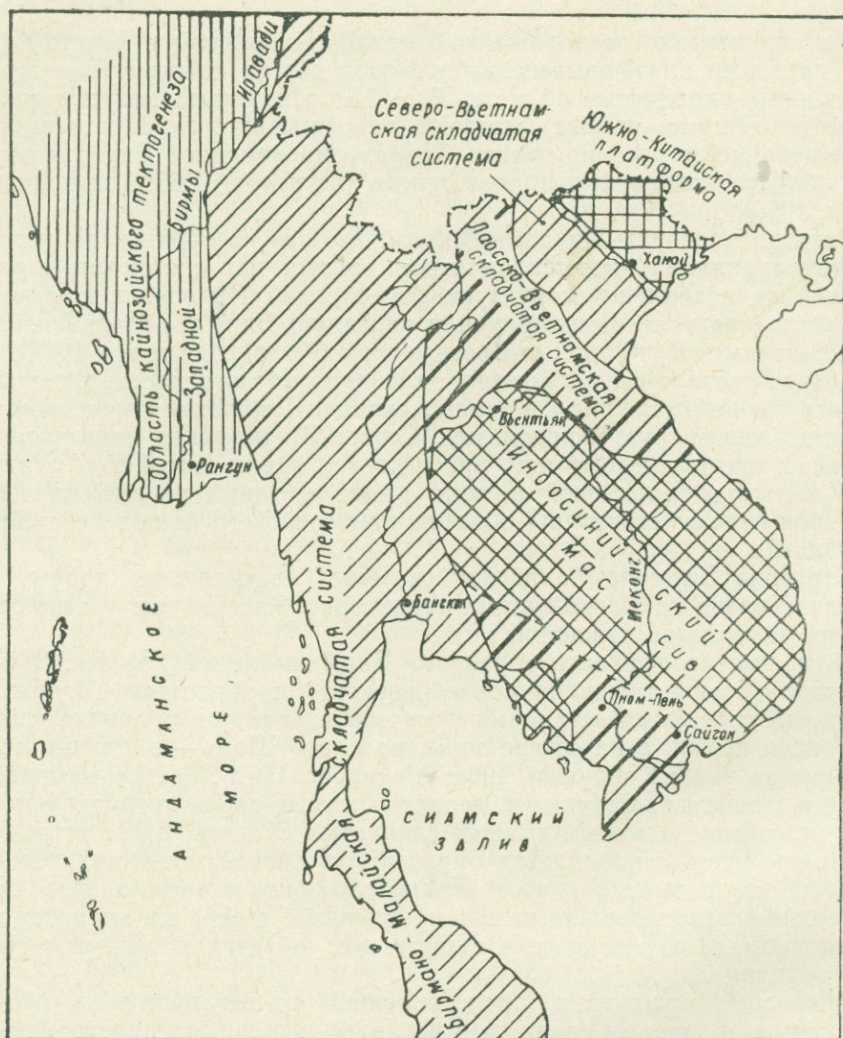
Строение Бирмано-Малайской системы значительно проще, чем складчатых зон на северо-востоке территории. Рассмотрим кратко основные черты геологии каждой из них.

Для стратиграфического разреза Бирмано-Малайской системы характерно исключительно широкое развитие карбонатных отложений. Преимущественно известняками представлены толщи ордовика, силура, карбона и перми, а на севере зоны, на плато Шань — и толщи девона (La Touche, 1913; Kobayashi, 1964; Alexander, 1962). Только в основании разреза нижнепалеозойские и, вероятно, самые верхи позднекокембрийских отложений сложены толщей глинистых сланцев, аргиллитов, филлитов, кремнистых пород. Для Бирмано-Малайской зоны характерно замещение известняков средне- и верхнепалеозойской части разреза песчано-сланцевыми отложениями в направлении с севера на юг и, по-видимому, с запада на восток, т. е. с переходом от антиклинальной части зоны к синклинальной.

Триасовые отложения, представленные преимущественно песчано-сланцевыми породами среднего и верхнего отделов, распространены почти исключительно в синклинальной части зоны. Существенных угловых несогласий в основании их, по-видимому, нет. В некоторых местах, особенно на Малаккском полуострове, среди отложений триаса присутствуют эффузивы среднего и кислого состава, наблюдаемые, впрочем, и среди пород верхнего палеозоя (Alexander, 1962).

Таким образом, комплекс геосинклинальных отложений Бирмано-Малайской зоны, начинающийся породами верхов докембрия и заканчивающийся дорэтскими отложениями триаса суммарной мощностью около 10 км, практически лишен признаков проявления внутри него каких-либо фаз тектогенеза. Формационный состав отложений средней части разреза не является типично геосинклинальным, но тем не менее эти отложения являются составной частью единого геосинклинального комплекса. В его составе лишь триасовые отложения, может быть, следует рассматривать как самостоятельный структурный ярус, хотя в последнее время появились данные о присутствии здесь и нижнетриасовых отложений (Nada, 1966), в связи с чем вопрос о перерыве в основании три-

аса становится неясным. Основанием геосинклинального комплекса, по-видимому, надо считать кристаллические породы докембрия, обнажающиеся в нескольких выступах среди описанных палеозойских отложений. Складчатые структуры в этой зоне достаточно спокойные и пологие.



Главнейшие структурные элементы Индокитайского полуострова

Интрузивные породы Бирмано-Малайской зоны группируются в два разновозрастных комплекса. Первый представлен биотит-рогообманковыми гранитами, внедрившимися во второй половине триаса, т. е. во время, близкое к смене геосинклинального этапа развития орогенным. Второй интрузивный комплекс представлен весьма характерными для Бирмано-Малайской зоны лейкократовыми двуслюдяными гранитами, возраст которых скорее всего является юрским, и, таким образом, эти граниты могут рассматриваться как позднеорогенные.

Обе группы интрузий образуют субмеридионально вытянутые полосы, согласные с общим простиранением структур. Полоса массивов биотит-рогообманковых гранитов приурочена к синклинальной зоне общей структуры района, а полоса оловоносных двуслюдяных гранитов, выделяемая нами в качестве Бирмано-Малайского гранитоидного пояса

(Кудрявцев и др., 1968), располагается западнее, в антиклинальной структуре, и приурочена к зоне сопряжения области мезозойского кайнозойского тектогенеза.

Геосинклинальный комплекс Северо-Вьетнамской складчатой зоны включает породы всего палеозоя, начиная с нижнего кембрия, и отложения триаса, исключая рэтские, принадлежащие уже орогенным образованиям. Комплекс разделен перерывами и небольшими угловыми несогласиями на структурные ярусы, рассматриваемые как принадлежащие салаирскому, каледонскому, герцинскому и мезозойскому тектоническим этапам. Нижний ярус образован отложениями нижнего кембрия, залегающими резко несогласно на кристаллических породах протерозоя и предатлантических глинистыми сланцами и песчаниками с фосфоритами. Выпадение из разреза среднего кембрия фиксирует проявление салаирских движений. Каледонский ярус сложен кварцитами, песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и эффузивами верхнего кембрия и ордовика. Проявление каледонских движений выражено в отсутствии в разрезе пород большей части силура и нижнего девона. Герцинский ярус образован в нижней части среднедевонскими песчано-сланцевыми породами, сменяющимися выше мощной толщей известняков верхнего девона, карбона и перми. Верхнекаменноугольно-пермские известняки местами фациально замещаются песчано-сланцевыми отложениями с прослоями эффузивов. Наконец, верхний структурный ярус, мезозойский, представлен сложно построенной серией триасовых отложений, отличающихся фациальным разнообразием в отдельных частных структурах. В одних местах это преимущественно песчано-сланцевые толщи, в других — среди них в заметном количестве присутствуют известняки, иногда кремнистые породы, нередко наблюдаются эффузивы преимущественно основного, а также и кислого состава (Довжиков и др., 1966).

Отмеченные выше перерывы и несогласия не являются проявлением фаз тектогенеза, завершающих этап геосинклинального развития, и только в посленорийское время имела место завершающая складчатость, внедрение сложного комплекса интрузий и образование структур орогенного этапа развития.

Как видно из приведенного выше разреза, в Северо-Вьетнамской зоне большая часть отложений доорогенного этапа развития представлена достаточно типичными геосинклинальными формациями и только в средней части распространены, так же как и в Бирмано-Малайской зоне, известняки, правда, занимающие здесь значительно меньшее место, чем в последней. Однако и здесь известняки являются составной частью единого геосинклинального комплекса, залегающего на структурах протерозоя.

Складчатая структура этой зоны, образованная чередованием протяженных синклиналий и антиклинорий, также свидетельствует о большей «геосинклинальности» Северо-Вьетнамской зоны по сравнению с Бирмано-Малайской. Более сложно и разнообразно проявлена здесь и интрузивная деятельность, приуроченная ко времени завершающей складчатости и к орогенному этапу развития этой территории. Гранитные интрузии внедрялись в конце триаса, в мелу и в позднем мелу — палеогене. Последние характеризуются переходами к щелочным гранитам и сиенитам. В позднем триасе и мелу проявлены основные и ультраосновные интрузии.

Последняя из складчатых зон, выделенных в Индокитае, — Лаосско-Вьетнамская — имеет некоторые существенные отличия от двух предыдущих. Эти отличия выражаются в том, что здесь геосинклинальную серию отложений, начинающуюся породами ордовика и заканчивающуюся триасовыми дорэтскими, по-видимому, следует разделять на два геосинклинальных комплекса, разобщенных довольно энергичной фазой тектогенеза в середине среднего карбона. Эта фаза проявлена в середи-

не московского яруса достаточно резким несогласием и внедрением обильных интрузий гранитоидов, получивших здесь название «московских». Однако образования орогенных формаций за этой фазой не последовало и дальнейшее развитие в верхнем палеозое и триасе имело геосинклинальный характер, хотя и значительно менее типичный, чем до проявления фазы тектогенеза, которую здесь принято считать герцинской.

Нижний, догерцинский геосинклинальный комплекс образован мощными толщами ордовикских, силурийских, девонских и нижнекаменноугольных пород, составляющих непрерывную серию мощностью до 12 000 м. В целом эта серия может быть охарактеризована как песчано-сланцевая. Она включает в значительном количестве кремнистые породы, присутствуют в ней также основные и средние эффузивы и карбонатные породы. Слои интенсивно дислоцированы, отмечается изоклинальная складчатость.

Верхний, послегерцинский комплекс включает отложения верхнего палеозоя и низов триаса, образующие нижний структурный ярус и отложения карния — нория, которые можно выделить в верхний структурный ярус этого комплекса. Эти толщи представлены терригенными и карбонатными породами, находящимися в сложных фациальных отношениях. Наряду с кремнистыми сланцами здесь присутствуют линзы углей. Следует отметить редуцированность разреза триаса в сравнении с другими складчатыми зонами Индокитая. Отложения этого комплекса имеют мощность до 2 000—2 500 м. Дислоцированы они достаточно интенсивно, но менее сложно, чем породы догерцинского комплекса.

Таким образом, доорогенные образования Лаосско-Вьетнамской зоны, особенно догерцинские, отличаются большей типичностью геосинклинальных признаков, чем разновозрастные толщи других зон. Нижним членом геосинклинального разреза здесь являются породы ордовика, непосредственно лежащие на протерозойских кристаллических образованиях. Геосинклиналь Лаосско-Вьетнамской зоны заложилась, таким образом, позже остальных, но, по-видимому, на том же докембрийском основании. Мезозойские интрузии в этой зоне проявлены слабо.

Остановимся кратко на строении Индосинийского массива. Представляется, что правильнее всего рассматривать эту структуру как срединный массив, претерпевший окончательную консолидацию в результате проявления герцинского тектогенеза, как это отмечено Г. Штилле (1964).

Основание массива представляется гетерогенным, образованным породами докембрия, нижнего и среднего палеозоя. Осадочную покрывку массива слагают верхнепалеозойско-триасовые отложения, которые, возможно, образуют орогенный комплекс, и юрские и меловые, относящиеся к платформенному чехлу.

Отдельные блоки основания массива занимают различное гипсометрическое положение. Блок, образованный преимущественно докембрийскими породами, наблюдается в так называемом Контумском выступе. Блок, сложенный породами нижнего и среднего палеозоя, выступает в Южном Вьетнаме и Камбодже.

Докембрийские породы основания массива в общем близки по составу породам, образующим выступы основания в геосинклинальных складчатых зонах.

Нижнепалеозойские породы основания представлены кварцитами, различными метаморфическими сланцами и эффузивами (серия Далат и ее аналоги). Среднепалеозойские отложения основания массива состоят из глинистых, известковистых и кремнистых сланцев и известняков девонского и нижнекаменноугольного возраста. Весь этот комплекс основания в восточной и юго-восточной частях массива прорван многочисленными интрузиями среднекаменноугольных гранитов, галька которых повсеместно наблюдается в породах верхнекаменноугольно-триа-

совой толщи, образующей нижнюю часть осадочного чехла массива (Fromaget, 1941).

Подытожив сказанное, можно прийти к следующим представлениям об основных чертах строения и развития общей структуры Индокитайского полуострова.

Все рассмотренные структуры на этой территории развивались, по-видимому, на едином субстрате, образованном в докембрии и имевшем, возможно, байкальский возраст. Субстрат, очевидно, был достаточно однородным и характеризовался континентальным типом строения земной коры, поскольку ни один из развивавшихся здесь геосинклинальных прогибов не обладает в полной мере чертами типично эвгеосинклинальных. Этим, видимо, объясняется и развитие здесь почти исключительно гранитоидных интрузий.

Различная интенсивность и глубина проникновения прогибов в субстрат, т. е. степень его раздробления и переработки, очевидно, определили и разный характер развития геосинклиналей, образованных здесь в конце докембрия и в нижнем палеозое. Заложение прогибов тесно связано с возникновением зон разломов, которые повсеместно ограничивают крупные структурные элементы и в той или иной форме проявляются внутри них.

Заложение геосинклинальных прогибов было разновременным. В Бирмано-Малайской зоне оно имело место, по-видимому, в конце докембрия, в Лаосско-Вьетнамской зоне — только в ордовике. Замыкание же геосинклиналей произошло примерно одновременно — в конце триаса. Интересно отметить, что прогиб, развивавшийся наиболее длительно (Бирмано-Малайский), характеризуется менее типичными признаками геосинклинального стиля развития, чем прогиб, прошедший наиболее короткий путь развития (Лаосско-Вьетнамский).

По-видимому, такой стиль развития, характеризующийся разновременным возникновением разного рода прогибов на консолидированном основании, и разной длительностью развития этих прогибов, является типичным не только для рассмотренной территории, но и для всей восточной половины Азиатского материка.

Весьма интересны соотношения структур геосинклинальной системы Северного Вьетнама со структурами окраины Южно-Китайской платформы. Краевого прогиба здесь нет. Границей между платформой и геосинклинальной складчатой системой принято считать крупнейшую зону разломов, известную как шовная зона Красной реки (Постельников и др., 1964). Между тем палеозойские отложения, распространенные на площади, относимой к платформе, почти не отличаются в формационном отношении от разновозрастных пород складчатой зоны и имеют соизмеримые мощности. Они различаются только по характеру структур: четко линейных и сжатых в складчатой зоне и изометричных и пологих на платформе. Практически одинаков здесь и мезозойский интрузивный магматизм.

В заключение необходимо обратить внимание на некоторые черты металлогении Индокитая, имеющие, по-видимому, непосредственную связь с рассмотренными особенностями тектонического строения этой территории.

Индокитайский полуостров чрезвычайно богат самыми разнообразными полезными ископаемыми, большинство из которых обнаруживает генетические связи с широко распространенными здесь интрузиями гранитоидов. Однако главная металлогеническая специализация этой территории определяется многочисленными, в том числе крупными месторождениями олова и вольфрама, на долю которых приходится примерно половина мировой добычи этих металлов.

Коренные месторождения олова и вольфрама принадлежат кварц-касситеритовой, кварц-вольфрамитовой, кварц-вольфрамит-касситерито-

вой, сульфидно-касситеритовой, кварц-шеелитовой рудным формациям. Широко распространены также олово-вольфрамоносные грейзены и пегматиты. Процессы латеритного выветривания коренных месторождений привели к формированию многочисленных россыпей, из которых извлекается основная доля добываемых здесь олова и вольфрама.

На восточной части Индокитайского полуострова, в пределах наиболее тектонически активных Лаосско-Вьетнамской и Северо-Вьетнамской зон мезозой, а также на окраине Южно-Китайской платформы оловоносные интрузии внедрялись неоднократно: начиная со среднего карбона (внутригеосинклинальные) и кончая поздним мелом — палеогеном (посторогенные). Здесь можно выделить несколько металлогенических оловоносных зон, но все они имеют сравнительно небольшие размеры. Наиболее же продуктивной была юрская интрузия в относительно «вялой» по характеру тектонического развития Бирмано-Малайской зоне мезозой, приуроченная к орогенному этапу ее развития. С ней связаны крупнейшие запасы олова и вольфрама. В противоположность другим зонам оловоносные граниты другого возраста в этой зоне не внедрялись.

Ю. Г. ЛЕОНОВ

РОЛЬ МЕЗОЗОЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА В РАЗВИТИИ КАВКАЗСКО-КАРАКОРУМСКОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА

Рассматриваемый участок Альпийско-Гималайского пояса расположен далеко от главных областей развития мезозой. Тем не менее некоторые из установленных там закономерностей имеют прямое отношение к проблеме мезозойского тектогенеза. В настоящей статье, построенной на материале этих районов, обращается внимание в основном на следующие два вопроса.

Первый касается уточнения пространственного распределения областей мезозойского складкообразования и, прежде всего, уточнения контуров собственно мезозой. В выражения «области мезозойского складкообразования» и «мезозойды» вкладывается различный смысл. Области мезозойского складкообразования названы площади, закончившие в мезозое геосинклинальное развитие (утратившие геосинклинальную подвижность, консолидированные), независимо от того, какими путями происходило их геосинклинальное развитие. Название мезозойды употребляется в более жестком смысле — для областей определенного типа развития, прототипом которых могут служить мезозойды Северо-Востока СССР.

В настоящее время необходимо внести существенные коррективы в традиционную схему районирования Высокой Азии по типу тектонического развития и возрасту заключительного складкообразования в подвижных зонах. В первую очередь при этом речь идет об исключении из состава альпид (изображенных, например, на Тектонической карте Евразии (1966) территории Каракорума, Южного и Центрального Памира и Восточного Гиндукуша, которые, как доказывается ниже, являются настоящими мезозойдами).

Во-вторых, на данном примере можно показать насколько условны (при принятых в геологии методах районирования и классификации тектонических структур) границы между крупными тектоническими элементами в тех случаях, когда их выделение не опирается в достаточной ме-

ре на анализ особенностей их развития и не учитывает возможность смены тектонических режимов на одной и той же территории во времени.

В таких случаях принципиальная основа понятий оказывается в противоречии с методикой выделения соответствующих им объектов на практике. Так, платформы, геосинклинали и их всевозможные подразделения по определению являются историко-геологическими, и, значит, соответствующие им объекты должны распознаваться исходя из анализа развития территории в те эпохи, о которых идет речь. На практике же их выделение, разграничение или объединение иногда базируются преимущественно на современной морфологии, на наличии или отсутствии между ними морфологического сходства и морфологических связей.

Чрезвычайно наглядно эта тенденция проявляется на примере Альпийско-Гималайского пояса. В него, по крайней мере к востоку от Черного моря, включаются области с неодинаковой историей и строением, объединенные неоген-четвертичным орогенезом (Милановский, Хаин, 1968). С точки зрения неоген-четвертичной тектоники пояс действительно представляется в виде более или менее единого крупного тектонического элемента (хотя и в этом случае следовало бы сделать ряд существенных оговорок). Но с точки зрения донеогеновой истории и донеогенового тектонического плана занятая им площадь гетерогенна. На ней имеются зоны с различными степенью и характером подвижности и с разным временем консолидации. Часть из них вообще не имела ничего общего с геосинклинальным режимом, как, например, большая часть Гималаев, о негеосинклинальной природе которых писали А. Гансер (1967), Д. П. Резвой (1964) и др.

Неоген-четвертичный орогенез, наложившийся на разнообразные зоны Альпийско-Гималайского пояса — от собственно альпийских геосинклиналей до эпипалеозойских и более древних платформ, по существу, не связан с процессами геосинклинального развития данной территории. Он отражает, вероятно, более общие, глобальные тенденции развития, в известном смысле не считающиеся с предысторией тех площадей, на которых они развиваются.

Территория, относимая обычно к Альпийско-Гималайскому поясу, построена довольно сложно и пестро, особенно в рассматриваемой его части — между Черным морем и Тибетом. Сложное внутреннее устройство этой площади, вероятно, объясняется ее местоположением на стыке крупнейших структур Земли. Она расположена в области перехода от Средиземноморских структур к Тихоокеанским (Херасков, 1963) и находится одновременно под воздействием тех и других. В этой области Тихоокеанские и Средиземноморские структуры контактируют и взаимодействуют. Они редуцируются и выклиниваются во встречных направлениях, создавая сложную тектоническую зональность этой площади.

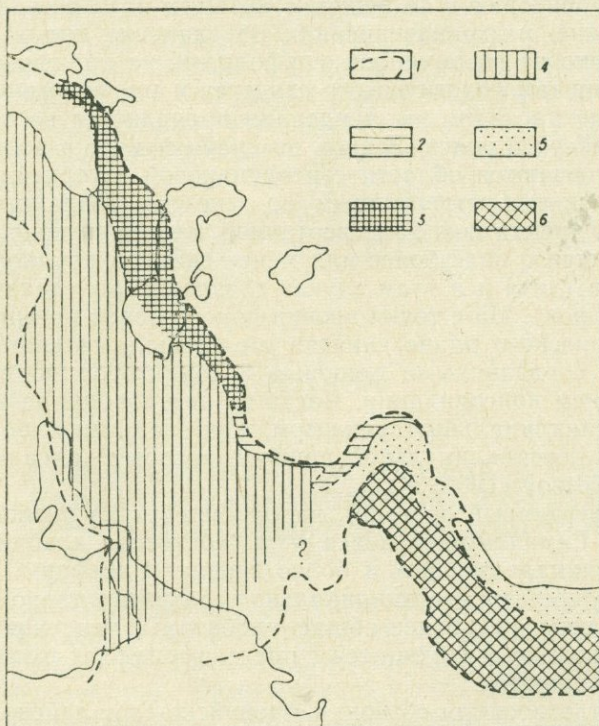
Трудность геотектонического анализа и районирования рассматриваемых районов усугубляется также тем, что некоторые особенности их развития, обусловленные взаимодействием и выклиниванием разнотипных тектонических элементов, не укладываются в рамки привычных представлений. Здесь наблюдаются существенные отступления от тех режимов, которые принято квалифицировать как геосинклинальный и платформенный. Это один из примеров довольно распространенных зон такого рода (промежуточных, переходных и пр.). Существование этих зон приводит к тому, что классификации геосинклинальных структур усложняются, понятие «геосинклиналь» утрачивает четкость и грани между геосинклиналями и платформами становятся все более неопределенными.

В наиболее общей схеме на рассматриваемой площади выделяются:

1) северные цепи альпид, которые могут быть названы «унаследованными» альпидами, так как в конечном счете представляют собой реликт более обширной геосинклинальной области палеозоя;

2) южные цепи альпид, занимающие большую часть Закавказья, Иран и Южный Афганистан. Их условно можно назвать «наложенными» альпидами. Они образовались в раннем мезозое в результате активизации движений и раздробления относительно устойчивой до этого области;

3) Памиро-Каракорумские мезозойды — мезозойская складчатая область, включающая территорию Центрального и Южного Памира, Во-



Размещение тектонических областей в Кавказско-Каракорумском секторе Альпийско-Гималайского пояса
 1 — контуры Альпийско-Гималайского пояса (по Тектонической карте Евразии, 1966);
 2 — области раннемезозойской консолидации в герцинидах; 3 — «унаследованные» альпиды; 4 — «наложенные» альпиды; 5 — мезозойды Памиро-Каракорумской области и Южного Тибета; 6 — стабильная зона Гималаев

сточного Гиндукуша и Каракорума; временами большое сходство с ними обнаруживали северо-западные районы Гималаев (Кашмирские Гималаи).

Мезозойские движения проявились в перечисленных зонах по-разному и в разной степени повлияли на ход их тектонического развития.

Наибольшее значение мезозойский тектогенез имел в Памиро-Каракорумской области, докаменноугольная история которой содержит слишком много пробелов, чтобы стоило сейчас говорить о тектоническом режиме этого времени. С раннего карбона здесь установился геосинклинальный режим, хотя во многих отношениях и специфический. Если не принимать во внимание особую обстановку пермской — ранне-среднетриасовой эпохи, когда на обширных пространствах рассматриваемой области накапливались однообразные, маломощные известняковые и известняково-мергельные толщи, то в целом геосинклинальный режим сохранялся здесь до раннего мела включительно. За это время в условиях не очень интенсивного, но, очевидно, все же «геосинклинального» прогибания сформировались многокилометровые толщи разнообразных пород. Среди них такие характерные для геосинклиналей формации, как

аспидная (верхний триас — нижняя и средняя юра), темных известняков (средняя и верхняя юра), рифовых известняков (триас — юра некоторых районов) и пр. Вулканогенные породы основного состава, ассоциирующиеся с аспидной формацией, местами имеют большую мощность (например, на южных склонах Северо-Западного Каракорума и в Кашмирских Гималаях), но в целом занимают подчиненное положение.

В поздней юре — раннем мелу происходило постепенное отмирание прогибов, замедление нисходящих движений и смена их движениями обратного знака. Этот процесс сопровождался интенсивным гранитоидным магматизмом верхнеюрского — раннемелового возраста. Основное складкообразование приходится приблизительно на середину мелового периода.

Характерной чертой Памиро-Каракорумской области является отсутствие настоящего орогенеза, несмотря на складкообразование и мощную интрузивную деятельность. В ней нет орогенных моласс, которые свидетельствовали бы о всеобщем горообразовании.

Позднеюрская — раннемеловая фаза была основной и последней фазой гранитоидного магматизма. Движениями этого времени была оформлена структура Памиро-Каракорумской области, которая позже (с конца мела — палеогена) вступила в послегеосинклинальную стадию развития.

Все это свидетельствует о том, что Памиро-Каракорумская область представляет собой не альпийскую, как принято думать, а мезозойскую складчатую область, закончившую свое геосинклинальное развитие в мелу. В общей форме к этому выводу впервые, пожалуй, пришел Н. П. Херасков (1963), но он не дал ему убедительного обоснования и его совершенно правильная точка зрения не была оценена по достоинству. К аналогичному заключению о мезозойском возрасте складчатости на Центральном и Южном Памире пришел В. И. Буданов (1964), проанализировавший историю магматизма Памира.

Наблюдается значительное сходство в развитии Памиро-Каракорумской области и других мезозоид, в частности мезозоид Северо-Востока СССР. Сходство выражается в близкой последовательности и даже приблизительно синхронности однозначных стадий развития.

Так, геосинклинальный период и здесь и там продолжался от карбона до мела. Причем в Памиро-Каракорумской области можно видеть те же две его фазы — демиссионную и инверсионную — и почти в тех же возрастных рамках, которые установлены в Верхоянско-Чукотской области (Спижарский, 1968).

Демиссионная фаза — фаза наиболее активных погружений — охватывает доверхнеюрское время. Специфично лишь пермское (в основном позднепермское) — ранне-среднетриасовое время с субплатформенными условиями осадконакопления. Инверсионная фаза приходится на позднюю юру — ранний мел. Она соответствует времени замедления погружений и перехода к поднятиям, хотя настоящая инверсия для этих областей, как и для мезозоид Северо-Востока, по-видимому, не типична.

Весьма показателен также почти одинаковый возраст гранитоидного магматизма и близкое (примерно к середине мела) время завершения геосинклинального развития.

Сказанное позволяет отнести Памиро-Каракорумскую область к мезозоидам в строгом смысле слова. Необходимость этого диктуется также ее расположением и характером связей с окружающими структурами. Памиро-Каракорумская область не может рассматриваться просто как зона ранней консолидации внутри альпид. Помимо того, что область развивалась по несвойственным для альпид законам, она представляет собой протяженное сооружение длиной не менее 1 000 км, к тому же достаточно изолированное от альпид. С севера и запада к ней примыкает герцинская складчатая область, краевая зона которой, представленная

Кунь-Лунем, Северным Памиром и Западным Гиндукушем, была консолидирована в конце палеозоя — начале мезозоя (Бархатов, Мельник (1964), Буданов (1964), Леонов (1967) и др.).

О деталях соотношения Памиро-Каракорумской области с более восточными тектоническими элементами в настоящее время говорить преждевременно из-за слабой изученности территорий, лежащих к востоку от Каракорума. В целом же Памиро-Каракорумская область, как это было показано на макете тектонической карты Евразии Н. П. Херасковым (1963) (правда, в несколько других контурах), составляет крайнее западное звено складчатого пояса мезозой, протягивающегося из Индокитая через Трансгималаи и Южный Тибет. В Гиндукуше и Памире находится редуцированное окончание этого пояса. Далее к западу он полностью выклинивается и замещается иными структурами, аналогично тому, как выклиниваются по простиранию многие геосинклинальные структуры (Пушаровский, 1961). Не уникален данный пример и для мезозой, крупные ветви которых затухают, вырождаясь при этом (по данным Н. П. Хераскова и С. М. Тильмана) на Аляске и по направлению к Таймыру. Рассматриваемый пояс, по словам Н. С. Шатского (1960, стр. 17), является одним из «проникающих в западном направлении метастазов» Тихоокеанского сегмента.

С мезозойскими движениями в северных альпидах связаны два противоположных явления: консолидация некоторых областей, которые в дальнейшем полностью или частично потеряли геосинклинальную подвижность, и временное возрождение подвижности в ранее консолидированных зонах. Последнее является частным выражением более общего процесса регенерации тектонической активности, охватившего в первой половине мезозоя разнообразные по своей тектонической природе зоны.

Роль мезозойского тектогенеза в северных альпидах была существенной иной, нежели в Памиро-Каракорумской области. Прежде всего, альпиды развивались в целом по другому плану; для них типичны другие стадии развития, другой режим тектонических движений и магматизма.

Кроме того, мезозойские фазы складкообразования и консолидации не играли здесь той исключительной и самостоятельной роли, как в Памиро-Каракорумской области и в мезозойдах вообще. Они представляли собой рядовое событие в серии последовательных фаз складкообразования, постепенно сокращавших площадь подвижной зоны альпид. В мезозое консолидации подверглась лишь часть территории северных альпид, за пределами которой геосинклинальная подвижность сохранялась до кайнозоя.

Поэтому данные складчатые сооружения определяются не как мезозойды, с которыми, как уже говорилось, связывается представление об определенном типе развития, а как области мезозойского складкообразования (консолидации) в пределах альпийского пояса.

Наиболее ранние мезозойские структуры возникли, собственно говоря, не в альпийском поясе, а в примыкающей к нему и тесно связанной с ним герцинской складчатой области. Они образовались в результате замыкания или постепенного отмирания в конце триаса ряда остаточных прогибов герцинид. С замыканием этих прогибов, по существу, завершилось оформление контуров той складчатой области, которая позже превратилась в эпипалеозойскую платформу южных районов Европейской и Среднеазиатской части СССР. К ним принадлежат Предпамирские и Предгиндукушские районы, Северный Памир, вероятно, Кунь-Лунь, хребты Банди-Туркестана и Парапамиза, Мангышлак, Туаркыр. Генетически эти зоны связаны с герцинским этапом развития; они не имеют самостоятельного значения и отражают остаточную подвижность герцинид. Это — области наиболее поздней — раннемезозойской консолидации в герцинидах. Аналогичные структуры находились и на терри-

тории будущих альпид (Сванетский прогиб Большого Кавказа, возможно, гипотетический прогиб Копет-Дага). Но в них эпоха тектонического покоя после складкообразования была непродолжительной и вскоре сменилась погружениями альпийского этапа.

Из более поздних фаз складкообразования, проявившихся уже почти исключительно на территории альпид, самым значительным было складкообразование в средней юре — перед верхней юрой, в итоге которого произошла редукция геосинклинальных условий в Крыму, на Северном Кавказе, на Большом Балхане. Следует, правда, с большой осторожностью подходить к определению рубежа между платформенной и геосинклинальной стадиями на этой территории. Не везде складкообразование проявилось одинаково отчетливо; смена условий не была повсюду мгновенной и одновременной. Для этого потребовалось некоторое время, в течение которого режим движений в некоторых зонах носил промежуточный характер. Однако, как бы то ни было, путем складкообразования или постепенного медленного отмирания подвижности (которое, очевидно, вообще свойственно фланговым зонам подвижных поясов, а в данном случае именно о такой фланговой — восточной зоне альпид и идет речь) геосинклинальное развитие рассматриваемой площади в мезозое закончилось. Это позволяет рассматривать ее в качестве области мезозойской (позднемезозойской) консолидации в пределах альпийского пояса. В позднем мезозое — палеогене эта относительно стабильная уже площадь резко контрастировала с более южными зонами северных альпид (южный склон Большого Кавказа, отчасти Копет-Даг), в которых сохранились геосинклинальные (в Копет-Даге — редуцированные) условия. Объединение их снова произошло только позже — в результате горообразовательных движений неогена — антропогена.

Серьезную роль мезозойские (раннемезозойские) движения сыграли в образовании южных «наложенных» альпид. В последние годы выяснено (Штеклин, 1966, и др.), что в палеозое и триасе — до рэта территория южных альпид обладала платформенными условиями. С рэта началось ее раздробление, дифференциация, и постепенно вся она была втянута в процесс геосинклинального развития, правда весьма специфического, сильно отличавшегося от геосинклинального развития в северных альпидах. Развитие этой территории с еще большим трудом, чем в ранее описанных районах, укладывается в рамки обычных терминов и понятий, но режим ее в мезозое и кайнозое во всяком случае не может считаться платформенным.

Позже — в поздней юре и мелу — в этой области отмечается ряд орогенических фаз, сопровождавшихся складкообразованием, магматизмом и большей или меньшей перестройкой структурного плана. Эти события привели к консолидации некоторых частных зон, но в целом не прервали своеобразного геосинклинального развития этой площади.

Особого внимания заслуживает отмечавшаяся уже раннемезозойская регенерация тектонической активности. Она приходится на конец триаса (предрэтское время) — начало лейаса. С ней связано возрождение или усиление подвижности в самых различных тектонических зонах.

Ее особая роль в возрождении подвижности — после колоссального по длительности платформенного периода, охватывающего весь палеозой и триас — на территории южных альпид уже отмечалась. Существенным было ее значение и в северных альпидах. Территория северных альпид в конце палеозоя — начале мезозоя была временно консолидирована. И только с конца триаса — начала юры в ней произошли новые мощные опускания, с которых и началось развитие альпид в рассматриваемом секторе Альпийско-Гималайского пояса. Контуры прогибов или, точнее, подвижных зон ранней и средней юры и могут быть приняты как границы альпид. В последующие эпохи вследствие постепен-

ной консолидации размеры подвижной области изменялись только в сторону их сокращения.

Процесс регенерации распространился и далеко за пределы альпийского пояса. В рэте, ранней и средней юре разнообразные по размерам и скорости погружения прогибы развивались на обширных пространствах эпипалеозойской платформы, к этому времени в основном уже консолидированной. На одном конце этого ряда стоят «почти платформенные» прогибы, впадины и грабены типа Зеравшанского в Тянь-Шане, Челябинского и др.; на другом конце — «почти геосинклинальный» прогиб Ферганского хребта.

Отчетливые признаки усиления тектонической подвижности в конце триаса имеются и в Памиро-Каракорумской области, в которой с этого времени началось интенсивное прогибание, сопровождавшееся накоплением отложений аспидной формации.

Такое синхронное проявление однотипных движений в существенно различных тектонических зонах указывает на наложение в данном случае более общего планетарного процесса на региональные особенности развития. Вероятно, регенерация подвижности раннего мезозоя стоит в одном ряду, хотя и обладает, очевидно, противоположными тенденциями с такими общими явлениями, как активизация тектонических движений в неоген-четвертичное время. Такого рода процессы, затухая на время индивидуальные особенности разных, в сущности, тектонических зон, создают иллюзию их сходства или даже единства. Недооценка роли влияния таких общих факторов тектогенеза на более локальные структуры и движения может приводить к искажению представлений о действительных соотношениях между разными тектоническими элементами.

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ И СТРУКТУРЫ ОСНОВАНИЯ МЕЗОЗОИД

В. М. МЕРЗЛЯКОВ, М. И. ТЕРЕХОВ, С. М. ТИЛЬМАН

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Жесткие структурные элементы среди складчатых сооружений Северо-Востока СССР отмечались исследователями давно. Еще А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (1933) обратили внимание на неоднородность тектонического строения Северо-Востока и в числе прочих элементов впервые выделили в междуречье Колымы и Индигирки варисийскую плиту. Позднее жесткие структуры в этом районе под разными названиями (Колымская платформа, Среднеколымская плита, Юкагирская платформа, Юкагирско-Алазейская, Колымская, Колымо-Омолонская глыба, Центральная область и др.) выделялись С. В. Обручевым (1934, 1938), П. Н. Кропоткиным и Н. П. Херасковым (1937), Ю. А. Билибиным (1937), С. С. Смирновым и В. А. Цареградским (1937) и другими исследователями. В эти же годы жесткие элементы некоторыми авторами именуется «срединными массивами» или «массивами». А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (1937), следуя идеям Э. Зюсса (1885, 1909) и А. Борна (1932), в числе первых вводят в советскую геологию понятие о срединных массивах как крупных структурных элементах складчатых областей, играющих существенную роль в их строении и развитии.

В последующие годы, особенно после издания тектонических карт СССР, составленных под руководством Н. С. Шатского (1953, 1956), срединные массивы на Северо-Востоке выделяются абсолютным большинством исследователей. Колымский, Омолонский и Охотский массивы стали рассматриваться в качестве тектонотипов этого класса структур. Вместе с тем сторонники срединных массивов все еще не могут прийти к единому мнению относительно их тектонической природы и возраста, по-разному понимают размеры массивов и характер их соотношений с обрамляющими складчатыми зонами. Все это приводит к разным вариантам тектонического районирования региона и истории его развития.

Достаточно сказать, что даже в самых новейших работах Омолонский массив, например, трактуется то как дорифейский (Тильман, 1969), то как структура каледонской консолидации (Симаков, 1968; Шпетный, 1968, 1969). В фундаменте Колымского массива выделяются байкалиды (Мокшанцев, 1968), каледониды (Шпетный, Пепеляев, 1969), а также палеозоиды (Богданов, 1963, Мерзляков, 1966). Н. П. Анিকেев, А. П. Васьяковский, И. Е. Драбкин и др. в течение многих лет упорно защищают идею древней Колымской платформы, в которую они объединяют всю центральную часть Северо-Востока, включая Колымский и Омолонский массивы, Тайгоносский выступ, поднятия горной системы Черского и целый ряд других разнородных элементов. И. М. Русаков

и В. А. Виноградов (1969), напротив, не признают не только Колымской платформы, но даже и срединных массивов. На месте Колымского массива они выделяют складчатую зону, а Омолонский массив, Тайгоносский выступ, поднятия горной системы Черского, Куульское поднятие и другие подобные структуры относят к категории необращенных антиклинориев, длительно развивавшихся на границе эв- и миогеосинклинальных областей.

Естественно возникает вопрос, где кроются причины столь серьезных разногласий среди исследователей? История геологического изучения и промышленного освоения Северо-Востока сложилась так, что большинство геологосъемочных, поисково-разведочных и тематических работ было сконцентрировано в главных золотоносных приисковых районах, в основном тяготеющих к складчатым зонам, обрамляющим массивы. Поэтому последние оказались изученными несравненно слабее. Так, обширные внутренние районы Колымского массива практически покрыты только рекогносцировочными съемками и обследовались единичными партиями. Большие поля рыхлых отложений не освещались бурением и о строении «коренного ложа» в таких случаях приходится только догадываться. Территории Омолонского, Эскимосского и других массивов стали детально изучаться лишь в последние годы. Следовательно, одна из главных причин отмеченных противоречий, безусловно, кроется в недостатке фактического материала, допускающем возможность неоднозначной его интерпретации при широких обобщениях.

Известную отрицательную роль, конечно, играет также все еще недостаточная разработка общих принципов тектонического районирования складчатых областей, тектонической терминологии и особенно проблемы срединных массивов.

Несмотря на широкое признание массивов как самостоятельных структур складчатых областей, общие принципы их выделения и классификации до сих пор не найдены; не выяснены формационные особенности осадочных и магматических образований, много неясного в представлениях о фундаменте и чехле. А. Л. Яншин (1965), обстоятельно осветивший современное состояние проблемы срединных массивов, показал, что к этому классу структур нередко относятся самые разнородные образования, включая массивы ранней консолидации, блоковые антиклинории, межгорные и глубоководные впадины. Поэтому он предложил ограничить применение термина «срединный массив», видя в этом единственный выход из создавшегося положения. А. Л. Яншин считает возможным сохранить название «срединный массив» только для слабо измененных участков той структуры, на которой развились геосинклинальные прогибы той или иной рассматриваемой области. При таком понимании сущности срединных массивов А. Л. Яншин не находит принципиального отличия этих структур от платформ, кроме одного признака — возраста обрамляющих складчатых сооружений. «Если участок платформенного строения, — пишет он, — ограничен разновозрастными складчатыми сооружениями, то его следует называть платформой, как бы мал он ни был. Срединными массивами подобные участки следует называть только в том случае, если они лежат внутри области складчатости одного возраста, то есть окружены складчатыми системами, возникшими приблизительно в одно и то же время» (Яншин, 1965, стр. 22).

Соглашаясь с предложением А. Л. Яншина относительно ограничения употребления термина «срединный массив», необходимо признать, что он слишком сузил понятие об этих структурах, а критерии отличия срединных массивов от платформ, говоря словами Ю. А. Косыгина (1969), не представляются удобными. Применительно к срединным массивам Северо-Востока об этом также писали С. М. Тильман (1969) и Б. М. Чиков (1970). Чтобы учесть разное структурное положение срединных

массивов в разновозрастных складчатых зонах было предложено различать среди них внутренние и внешние (Тильман, 1969) или внутри-геосинклинальные и межгеосинклинальные (Косыгин, 1969).

Не очень удачны и некоторые другие положения, развиваемые А. Л. Яншиным. Неправильными, в частности, представляются заключения о том, что чехлы срединных массивов сложены исключительно платформенными формациями, а интрузивный магматизм срединных массивов будто бы всегда совпадает только с эпохой складчатости в окружающих геосинклинальных системах. Преждевременен, по-видимому, и вывод о том, что из класса срединных массивов должны быть исключены массивы ранней консолидации. Все это мы попытаемся показать ниже, когда будем рассматривать строение наиболее изученных массивов Северо-Востока. Прежде же сформулируем определение понятия «срединный массив».

Под срединными массивами нами понимаются обломки структур более древних складчатых поясов в геосинклинальных областях, не связанные, в отличие от геантиклиналей и блоковых поднятий, единством тектонического плана с прилежащими геосинклинальными зонами. Для них, как и для платформы, характерно наличие фундамента, чехла, а иногда и пологоскладчатого промежуточного структурного этажа. От платформ массивы отличаются большей раздробленностью, иными структурными формами и формационным составом чехла, а также интенсивно проявленным магматизмом.

По времени становления складчатого фундамента (а этот признак мы считаем одним из решающих при классификации массивов) в пределах Северо-Востока СССР могут быть выделены дорифейские и палеозойские срединные массивы. К дорифейским относятся Омолонский, Охотский, Колымский и Эскимосский массивы, а к палеозойским — Яблонский и Еропольский.

Дорифейские массивы. Наиболее полные данные о строении фундамента имеются для Омолонского и Охотского массивов, где известны сравнительно крупные выступы основания, сложенного толщами глубоко метаморфизованных пород; они обычно датируются архейским и протерозойским возрастом. Основную роль в составе архейского комплекса играют различные гнейсы, плагиогнейсы и кристаллические сланцы, с которыми нередко ассоциируют гранито-гнейсы, мигматиты, амфиболиты, гранатовые кварциты, кальцифиры, а также аляскитовые граниты пегматоидного типа. Крупных гранитоидных плутонов архейского или протерозойского возраста в фундаменте характеризуемых срединных массивов не установлено.

Присутствие в архейском комплексе Омолонского и Охотского массивов таких пород как эклогитовые сланцы, двупироксеново-амфиболовые кристаллические сланцы и плагиогнейсы, гранатовые кварциты, диопсидово-кальцитово-кварцево-ортоклазовые кальцифиры позволяет сопоставлять его с наиболее глубинными архейскими образованиями Алданского щита Сибирской платформы.

Судя по вещественному составу архейских толщ, значительная часть составляющих их пород возникла в результате метаморфизма древнейших вулканогенных серий базальтового состава. Как полагают М. Л. Гельман и М. И. Терехов (1971), некоторые архейские образования Омолонского массива представляют собой продукты деэклогитизации и последующей гранитизации роговообманковых эклогитов.

Вопрос о наличии в кристаллическом фундаменте Омолонского и Охотского массивов ниже-среднепротерозойских толщ сложен и не находит пока однозначного разрешения. В первом случае к протерозою относят толщу кварцево-хлорит-мусковитовых сланцев, а также анто-

филлит-магнетитовых кварцитов (бассейны рр. Русской-Омолонской, Иняги и Джигдали), а во втором — толщу мраморов, известковистых сланцев и порфиридов (руч. Коран). Указанные породы Омолонского массива Д. С. Коржинский сопоставлял в 1940 г. с саяно-становым комплексом, а коранский (предположительно протерозойский) комплекс Охотского массива Г. А. Гринберг выделил в отличие от глубоко метаморфизованных пород архея. Соотношения протерозойских (?) толщ с архейскими не установлены.

Строение кристаллического фундамента рассматриваемых массивов расшифровано еще недостаточно. В Кухтуйском блоке Охотского массива архейские толщ образуют антиклинорий субмеридионального простирания, осложненный простыми симметричными складками шириной до 2,5 км с углами падения крыльев до 50°; отмечаются изоклиналильные и опрокинутые складки (Гринберг, 1968). Архейские толщ Омолонского массива, вероятно, собраны в систему сложных напряженных складок преимущественно северо-восточного и меридионального направлений. В соответствии с этим как будто бы находится и пространственная ориентировка большинства выступов фундамента массива в современном плане. В южных выступах отмечаются фрагменты мелких сложных (в том числе лежащих) складок и круто наклоненные моноклинали (В. М. Мерзляков, данные 1970 г.); вместе с тем в этих же районах наблюдаются участки, где породы характеризуются пологим моноклиналильным залеганием с углами падения от 10 до 30° (Б. А. Снятков, 1957 г., М. И. Терехов, 1969 г.). Исходя из этого, можно думать, что помимо сложных складчатых структур архейские толщ Омолонского массива образуют крупные купола с пологим залеганием пород в сводах.

Менее ясен вопрос о фундаменте Колымского и Эскимосского массивов. Возраст метаморфических пород Шаманихо-Столбовского и Уядинского районов Колымского массива, относимых обычно к нижнему-среднему протерозою, аргументирован недостаточно. Кроме того, в последнее время появляется все больше данных, согласно которым значительная часть, если не все эти образования, принадлежат к рифею или палеозою (Шишкин, 1968, 1969; Мусалитин, 1970). То же самое относится к метаморфическим породам, залегающим в основании палеозойского разреза Эскимосского массива, хотя нужно отметить, что для некоторых разностей метаморфических образований имеются единичные определения абсолютного возраста, свидетельствующие об их принадлежности к протерозою.

Промежуточный структурный этаж. Важное место в строении дорифейских срединных массивов Северо-Востока имеют карбонатно-терригенные и терригенно-карбонатные толщ рифея и ордовика*. Если обратиться к их формационному анализу и рассмотрению условий залегания и мощностей отложений, то можно увидеть, что они обнаруживают переходные черты между геосинклиналильными и платформенными образованиями. В самом деле, рифейские и нижнепалеозойские толщ образуют вполне самостоятельный структурный комплекс, располагающийся между сложно дислоцированным кристаллическим фундаментом и пологозалегающим чехлом. От фундамента этот комплекс отделен значительным стратиграфическим перерывом и структурным несогласием; верхняя граница комплекса фиксируется также весьма отчетливо по регионально проявленному преддевонскому несогласию. Эти данные позволяют, на наш взгляд, высказаться в пользу выделения на дорифейских срединных массивах, кроме кристаллического фундамента и вулканогенно-осадочного чехла, еще и промежуточного структурного этажа.

* Местами известны также вендские, кембрийские и силурийские отложения.

В подавляющем большинстве случаев наблюдаются моноклинальные залегания рифейских и нижнепалеозойских толщ с углами падения пород от 25 до 50—60°. Лишь иногда намечаются широкие синклинали простого строения, а также антиклинали и флексуры. В приразломных зонах развиты более сложные формы складок, вплоть до гофрировки и плейчатости.

Формации промежуточного структурного этажа отличаются следующими особенностями. Они содержат парагенетические ассоциации пород, свойственные одновременно геосинклинальной и платформенной группам. Так, в разрезе рифея Омолонского массива чередуются циклично построенные толщи, состоящие из песчаниковых, глинистых и карбонатных отложений, нередко пестроцветных. Преобладают терригенные породы. По вещественному составу, характеру строения разреза и условиям залегания пород рассматриваемые рифейские образования могут быть сопоставлены с одновозрастными отложениями Кыллахского поднятия. Этот вывод может быть распространен также на Приколымское поднятие и Охотский массив. Рифейские отложения имеют разные мощности — от 1 000—1 200 м на Охотском и Омолонском массивах до 4 000 м на Приколымском поднятии. Эти мощности не типичны ни для платформ, ни для геосинклиналей.

Еще более примечательны в этом отношении ордовикские толщи. В их строении, судя по разрезам Омолонского массива, значительная роль принадлежит лагунно-морским пестроцветным образованиям; среди известняков отсутствуют рифогенные разности; карбонатные породы, как правило, содержат примеси терригенных компонентов, частые прослои песчаников, алевролитов и мергелей; отмечаются отдельные пачки глинисто-кремнистых пород; мощности отложений, в основном принадлежащих к нижнему отделу ордовикской системы, варьируют от 850 до 3 400 м (верховья рр. Коркодона и Моланджи). Эти данные, с учетом фаунистических сообществ, позволяют сказать, что ордовикские отложения срединных массивов заключают в себе качества, переходные от разрезов Сибирской платформы, с одной стороны, к геосинклинальным разрезам горной системы Черского — с другой.

Насколько известно авторам, промежуточный структурный этаж выделяется на дорифейских срединных массивах впервые. В то же время понятие о такой тектонической категории не является новым. Например, оно широко используется геологами-нефтяниками при тектоническом районировании молодых платформ. Предпринимались попытки выделения промежуточного структурного этажа (яруса) на древних платформах (Косыгин, Лучицкий, 1960).

Чехол на дорифейских срединных массивах образован преимущественно маломощными прерывистыми сериями осадочных и вулканогенно-осадочных пород широкого стратиграфического диапазона — от девона до кайнозоя включительно. Наиболее полно и широко чехол представлен на Омолонском массиве, где в его состав входят вулканиты девона, терригенные, карбонатно-терригенные и реже карбонатные морские отложения почти всех отделов каменноугольной, пермской, триасовой и юрской систем, а также континентальные осадочные и вулканогенные образования мела и палеогена. На других массивах осадочно-вулканогенный чехол существенно редуцирован и в его стратиграфическом разрезе имеются значительные пробелы.

В чехле дорифейских массивов достаточно отчетливо различается несколько структурных ярусов. Первый из них, в целом соответствующий по возрасту времени накопления верхоянского геосинклинального комплекса, обнимает отложения от девона до средней юры включительно. Как показывают наблюдения авторов и других исследователей, толщи, входящие в состав этого структурного яруса, дислоцированы одинаково; они участвуют в строении многих частных структур, не обнару-

живая при этом отличий в степени напряженности деформаций. Отмечаемые в некоторых случаях различия в характере морфологической тектоники вызваны главным образом разной компетентностью пород. В этой связи нельзя не указать на ошибочность представлений некоторых авторов тектонических работ о различной степени дислоцированности девонских, верхнепалеозойских и мезозойских отложений дорифейских массивов (Пушаровский, 1960; Тильман, 1962; Аникеев и др., 1970).

Нижний или первый ярус чехла отделен от ниже- и вышележащих образований поверхностями несогласий. Резкие азимутальные и угловые несогласия фиксируются между отложениями промежуточного структурного яруса и вулканитами кедонской серии девона, причем местами последняя ложится не только на ордовик и рифей, но и на архейские кристаллические толщи фундамента. Имеются также факты непосредственного налегания каменноугольных и пермских отложений на архейские образования. Резкое преддевонское несогласие проявлено на Колымском (Приколымское поднятие) и Охотском массивах.

Для частных тектонических форм, образованных породами первого структурного яруса, характерно большое разнообразие. Среди них наиболее четко выражены различные по своей морфологии преимущественно негативные тектонические структуры. В целом для рассматриваемого яруса свойственны складки брахиморфного или штампового типа, среди которых преобладают брахисинклинали и брахиантклинали, грабен-синклинали и горст-антиклинали, мульды и купола, гемиантклинали, небольшие грабены и горсты, флексуры и т. д. Кроме того, широко развиты моноклинали, нередко ограниченные разрывными нарушениями. Углы падения на крыльях складок, как правило, колеблются от 10 до 20—25°, иногда достигая 40°. В окраинах массивов местами устанавливаются зоны прерывистых линейных складок.

Второй структурный ярус чехла дорифейских срединных массивов образован морскими и континентальными отложениями верхней юры и нижнего мела, а третий — вулканитами и осадочными породами верхнего мела и палеогена. Наконец, четвертый ярус обнимает рыхлые неоген-четвертичные осадки. Все эти образования (второй, третий и четвертый структурные ярусы) участвуют в строении наложенных впадин и мульд, сформированных на месте опущенных блоков срединных массивов и расположенных как во внутренних, так и во внешних частях последних. Однако верхнеюрские и меловые отложения, преимущественно молассового типа, отвечают орогенной стадии развития мезозойд, тогда как кайнозойские представляют собой послегеосинклинальные образования. Следует сказать, что эти комплексы в мезозойдах Северо-Востока СССР встречаются повсеместно и они принадлежат к особой категории. К структурным ярусам чехла массивов они относятся условно, только по их пространственному положению.

Интерес представляют формации первого структурного яруса чехла. Среди них различаются терригенные, карбонатные, карбонатно-терригенные, наземные вулканогенные, морские вулканогенно-осадочные и др. Вообще замечено, что распространение формаций на дорифейских срединных массивах подчинено положению прилегающих геосинклинальных зон. Иными словами, в строении осадочно-вулканогенного чехла намечаются существенные различия в зависимости от того, какие прогибы соседствовали с массивами. Особенно это касается краевых частей последних. Если геосинклинальные зоны сложены терригенным верхоянским комплексом, то в окраинах массивов можно наблюдать сходные, но не идентичные ему парагенезисы пород. Терригенный комплекс на массивах, синхронный верхоянскому, не такой мощный, разделен внутриформационными размывами и стратиграфическими несогласиями, не содержит типичных геосинклинальных формаций (аспидные и флишоид-

ные толщи). Этот терригенный комплекс состоит из монотонных песчаных, песчано-глинистых или глинистых пачек, среди которых нередко присутствуют грубообломочные несортированные породы с примесью углистого материала, с растительным детритом и обломками древесины. Имеются немногочисленные примеры, когда среди терригенных толщ встречаются скопления фосфоритов, прослой и пачки битуминозных пород и разнообразные по форме и составу конкреции. Отдельные слои, пачки и горизонты сложены ракушечниками и глауконитовыми породами.

Во внутренних частях массивов терригенный комплекс приобретает несколько иные черты. Кроме перечисленных особенностей ему свойственны континентальные толщи, более мощные карбонатные пачки и горизонты, а в ряде случаев также обогащенность пирокластическим и вулканомиктовым материалом. Здесь породы относительно менее диагенезированы и метаморфизованы, а также имеют еще более сокращенные общие мощности. Короче говоря, терригенный комплекс внутренних районов массивов еще контрастнее отличается от верхоянского, чем в их окраинах.

Карбонатные формации массивов характеризуются постоянным присутствием терригенных примесей: широко развиты песчанистые, алевитистые и глинистые известняки; отмечаются прослой и пачки красноватых пород; мраморизованные разности не столь типичны. Карбонатные толщи не прослеживаются на большие расстояния, часто выклиниваются или замещаются терригенными породами. Они не являются маркирующими в отличие от одновозрастных карбонатных отложений Омuleвского, Сетте-Дабанского и других аналогичных поднятий основания мезозойских.

В чехле массивов широко распространены наземные вулканогенные формации. В одних случаях они представлены преимущественно кислыми лавами и туфами пестроцветного облика (кедонская серия), в других — средними и основными эффузивами, приближающимися к траппам (вулканиты чахаданской свиты Приколымья). Эти образования слабо покороблены, нигде не ассоциируют с кремнистыми и граувакковыми породами и тем самым существенно отличаются от эвгеосинклинальных формаций.

Морские вулканогенно-осадочные формации развиты в краевых частях массивов, особенно там, где к ним подходят палеозойские эвгеосинклинальные зоны. Они характеризуются сложным сочетанием в разрезах лав и туфов разнообразного состава (вплоть до спилитов) с карбонатными, терригенными и кремнистыми породами (бассейн р. Уляган на Омолонском массиве, южная часть Охотского массива, некоторые районы Приколымского поднятия). В отличие от эвгеосинклинальных образований им свойственны значительно меньшие мощности, редуцированность разрезов и ослабленная складчатость. Среди этой группы нет типичных вулканогенно-кремнистых, спилит-кератофировых и других эвгеосинклинальных формаций.

Охарактеризованные типы формаций первого структурного яруса чехла массивов одновременно отличаются и от платформенной группы, где они представлены в еще более редуцированном виде. Кроме того, платформенным формациям свойственны: отставание во времени формирования от трансгрессивных серий смежных геосинклинальных областей; иные пространственные соотношения (однотипные формации на платформах прослеживаются на чрезвычайно обширных площадях при значительно меньших мощностях); более ослабленные тектонические нарушения, диагенез и метаморфизм пород.

Итак, формации первого структурного яруса чехла дорифейских срединных массивов обнаруживают весьма специфические черты и они не могут быть сопоставимы ни с геосинклинальными, ни с платформен-

ными, ни с орогенными формациями. Конечно, такие ряды заслуживают выделения их в особый класс. Некоторые геологи называют подобные формации «платформеноидными» (Джанелидзе, 1953) или «срединно-массивными» (Борисов, 1970). Однако эти наименования представляются нам неудачными не столько из терминологических соображений, а сколько потому, что они выделяются на структурах сомнительного происхождения (Яншин, 1965).

Магматизм. Магматическая деятельность в пределах дорифейских массивов была сложной, длительной и многократной. Она выразилась в формировании интрузивных тел и накоплении вулканических толщ архейского, ранне- и среднепалеозойского, ранне- и позднемезозойского возраста. Здесь нет возможности подробно проанализировать все магматические проявления; отметим лишь те из них, которые, на наш взгляд, представляются наиболее важными для понимания главнейших аспектов проблемы геологического строения и истории развития срединных массивов.

Если суммировать все данные по архейскому магматизму, то с большой долей вероятности можно констатировать, что магматическим процессам принадлежала большая или даже ведущая роль при формировании пород кристаллического комплекса, составляющего фундамент дорифейских массивов. В архейское время, по-видимому, в широких масштабах проявлялся базальтовый вулканизм, приведший к накоплению мощных толщ, которые в результате процессов глубинного метаморфизма были превращены в основные кристаллические сланцы и плагиогнейсы. Возможно, что с этим же вулканизмом было связано внедрение небольших интрузивных тел основного состава, позднее преобразованных в амфиболиты. К заключительным этапам формирования архейского комплекса, вероятно, был приурочен гранитоидный магматизм, сопровождавшийся процессами мигматизации.

В строении некоторых дорифейских срединных массивов и, в частности Омолонского, важную роль играют раннепалеозойские магматические образования. К ним относятся породы так называемого абкитского гранитоидного комплекса, образующего несколько батолитоподобных интрузивов и серию мелких тел, обычно размещающихся среди архейских толщ. Главная роль в абкитском комплексе принадлежит гранодиоритам, а также гранитам, нередко уклоняющимся к щелочным разновидностям пород; в состав комплекса входят также граносиениты, сиениты, нефелиновые сиениты, пуласкиты и нордмаркиты*.

Формационно-тектоническая принадлежность абкитского интрузивного комплекса полностью еще не выяснена. Некоторые геологи (Шпетный, 1962, 1969; Симаков, 1968) связывают внедрение гранитоидов комплекса с каледонской складчатостью и соответственно считают, что Омолонский срединный массив является структурой каледонской консолидации. Мы видим причинную связь появления раннепалеозойских гранитоидов на Омолонском массиве (если таковые в действительности имеются) с тектоническими движениями, в результате которых произошло формирование промежуточного структурного яруса.

На всех рассматриваемых дорифейских массивах, за исключением Эскимосского, распространены среднепалеозойские, главным образом, девонские магматические образования. Особенно широко они развиты на Омолонском массиве, где составляют известную кедонскую серию, образованную толщами вулканитов липаритового, дацитового и реже андезитового состава. Ей сопутствуют многочисленные субвулканические и интрузивные тела, в том числе небольшие массивы гранитоидов. В ряде случаев породы обнаруживают повышенную щелочность.

* Представления о раннепалеозойском возрасте абкитского комплекса нуждаются в дополнительных доказательствах. Не исключено, что в него ошибочно включаются и докембрийские интрузии, как это считают Б. А. и Л. А. Снятковы (1958).

По С. М. Тильману (1962, 1969), девонский магматизм Омолонского массива был связан с развитием к востоку и северо-востоку от него крупного герцинского эвгеосинклинального пояса. По-видимому, эти же причины кроются и в распространении среднепалеозойских магматических пород на Колымском и Охотском массивах, а меньшие масштабы проявления магматизма в границах последних вызваны тем, что они находились на большем удалении от упомянутого пояса.

Отдельные исследователи (Шпетный, 1968, 1969, Симаков, 1968, 1969) являются сторонниками точки зрения, согласно которой интенсивный девонский вулканизм на Омолонском массиве был связан с орогенной стадией каледонского тектогенеза и представляет собой проявления субсеквентного магматизма. Однако эта точка зрения представляется недостаточно обоснованной, поскольку девонские вулканогенные и осадочные молассовые формации в классических каледонских областях принадлежат к самостоятельным тектоническим образованиям, оторванным от геосинклинального и орогенного этапов развития собственно каледонид (Тектоника Евразии, 1966). Учитывая, что в ряде районов (Приколымское поднятие, бассейн р. Моланджи на Омолонском массиве) девонские вулканогенно-осадочные серии постепенно переходят в вышележащие отложения карбона и совместно с ними дислоцированы, нет оснований причислять их к самостоятельному тектоническому циклу. Именно поэтому девонские образования, независимо от их вещественного состава, объединены нами в единый структурный комплекс чехла массивов вместе с другими более молодыми комплексами палеозоя и раннего мезозоя.

На Омолонском и Колымском массивах известны проявления ранне-мезозойского вулканизма. В первом случае к ним относятся маломощная толща раннеюрских вулканитов базальтового состава и связанные с ней субвулканические тела агломератовых базальтов, напоминающие трубки взрыва. Согласно данным М. И. Терехова (1969 г.), раннеюрскими, по-видимому, являются и некоторые породы широко распространенного здесь эссексит-тешенитового комплекса. На Колымском массиве кое-где выделяются верхнетриасовые и нижнеюрские толщи, сложенные туфами и туффитами андезитового состава.

Дорифейские срединные массивы явились ареной интенсивного позднемезозойского магматизма, непосредственно связанного с тектоническими процессами и магматической деятельностью в соседних мезозойских геосинклинальных зонах, а также с заложением и формированием Охотско-Чукотского вулканического пояса. Главную массу позднемезозойских интрузивных пород на дорифейских массивах составляют гранитоиды. Они нередко образуют крупные тела и размещаются как в окраинах, так и во внутренних районах срединных массивов. Значительно реже фиксируются интрузивные породы среднего и основного состава. Петрологические особенности всех этих интрузивных образований и отличия их от родственных пород, развитых в складчатом обрамлении срединных массивов, пока еще не выяснены. Лишь в отдельных случаях проявляется повышенная щелочность гранитоидов и монцонитоидный уклон. Вместе с тем следует подчеркнуть, что в пределах срединных массивов развиты группы интрузивных пород, в основном свойственные только этим тектоническим элементам. К числу их относятся экзотические породы омолонского эссексит-тешенитового комплекса, в свое время классически описанные Ю. А. Билибиным (1958).

Из сказанного вытекает следующий вывод. Магматизм дорифейских срединных массивов обнаруживает двойственные черты. С одной стороны, здесь нашли распространение магматические комплексы, свойственные прилегающим геосинклинальным зонам, а с другой — специфические ряды интрузивных образований и вулканитов, не встречающиеся или очень редкие за пределами срединных массивов. Это в первую оче-

редь нефелиновые сиениты, пуласкиты, нордмаркиты, разнообразный по составу комплекс щелочных габброидов и тесно связанных с ними щелочных сиенитов, бостонитов, тингуаитов, сельвсбергитов и других пород. Магматизм в пределах срединных массивов развивался длительно, на протяжении почти всей обозримой геологической истории, а не только в эпоху главной геосинклинальной складчатости.

Палеозойские массивы. Согласно представлениям С. М. Тильмана (1962, 1965, 1969), в восточной части мезозойид Северо-Востока и в пределах Корякского нагорья в палеозое располагался протяженный эвгеосинклинальный пояс. В конце палеозоя прогибы этого пояса претерпели складчатость, в основном переработанную при дальнейшем развитии мезозойских и кайнозойских геосинклинальных областей. Лишь некоторые палеозойские складчатые структуры не были вовлечены в геосинклинальное погружение и сохранились в виде срединных массивов в пределах Чукотской системы. Это Еропольский и Яблонский массивы, находящиеся в юго-восточной части системы, у ее границы с Охотско-Чукотским вулканическим поясом.

Рассматриваемые массивы характеризуются наличием фундамента, сложенного геосинклинальным и орогенным палеозойскими комплексами, а также мезозойского чехла, образованного морскими и континентальными отложениями.

Фундамент массивов слагается девонскими и нижнекаменноугольными толщами эвгеосинклинального типа, состоящими из различно сочетающихся друг с другом вулканитов основного (в том числе спилитов), среднего, реже кислого состава, конгломератов и конглобрекчий, кремнистых пород, известняков, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Общая мощность отложений достигает 4 000 м. Они дислоцированы в крупные моноклинали и узкие пережатые складки разного поперечного профиля с углами падения на крыльях от 40 до 70—80°. Простираения складок субширотные и северо-западные. Кроме того, в состав фундамента включается верхнепалеозойский молассовый комплекс, представленный конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и известняками, а также туфами и туффитами основного состава. Этот комплекс несогласно перекрывает нижележащие толщи; составляющие его породы образуют моноклинали, брахиморфные складки с углами падения на крыльях от 25 до 40° или только слабо покороблены.

Чехол палеозойских массивов начинается с отложений среднего или верхнего триаса, в составе которых преобладают алевролиты, туфы, туффиты, вулканомиктовые песчаники, представляющие в совокупности туфогенно-терригенную формацию, не имеющую ничего общего с флишодными толщами соседних Анюйской и Чаунской геосинклинальных зон. Мощность охарактеризованных отложений измеряется несколькими сотнями метров. Они полого дислоцированы и образуют моноклинали, иногда осложненные коробчатыми складками. Примерно такими же особенностями обладают юрские отложения.

К верхнему структурному ярусу чехла принадлежат верхнеюрские-нижнемеловые морские и континентальные молассы и вулканиты Умкучеевской и Айнахургенской впадин. Эти последние состоят из кулисно подставляющих друг друга брахисинклиналей и мульд, разделенных поперечными куполообразными поднятиями и брахиантиклиналями.

Вопрос о выделении на палеозойских массивах промежуточного структурного этажа пока представляется неясным в связи с недостаточной изученностью верхнепалеозойских отложений. Если окажется, что наряду с орогенными молассовыми формациями найдут такое же распространение остаточные геосинклинальные, то их, вероятно, нужно будет относить к промежуточному структурному комплексу. В свое вре-

мя Г. М. Сосунов (1957 г.) картировал на Еропольском массиве так называемый олойский комплекс (условно верхнепалеозойский), который представлен мощными флишеподобными толщами, смятыми в интенсивные складки. Подобные отложения с остатками верхнепалеозойской фауны встречаются в отдельных разрозненных блоках и на Яблонском массиве. Эти данные как будто бы согласуются с предположением о возможности выделения промежуточного структурного этажа на срединных массивах независимо от возраста их консолидации.

Среди магматических образований палеозойских массивов характерны позднепалеозойские интрузии, представленные широкой гаммой пород от габбро и гипербазитов до плагиогранитов и гранитов. Помимо этого, распространены позднемезозойские гранитоиды, другие интрузивные породы и вулканиты. В районе Яблонского массива известны также четвертичные вулканы и лавовые потоки базальтов.

Структуры ограничений срединных массивов. На границах срединных массивов с обрамляющими их складчатыми геосинклинальными зонами всегда происходит резкое изменение фаций и мощностей синхронных отложений, а также меняется степень напряженности дислокаций. В чем суть этих изменений, подробно говорилось выше. Типы сочленений срединных массивов со складчатыми зонами различны.

Наиболее распространенными являются случаи, когда упомянутые тектонические элементы сочленяются друг с другом по узким зонам глубинных разломов типа краевых швов. Последние, как правило, устанавливаются сравнительно просто по ряду признаков. Кроме смены фаций и мощностей отложений по разные стороны швов, они сами нередко отчетливо прослеживаются в современном рельефе благодаря унаследованным новейшим тектоническим движениям, а также трассируются рядами и цепочками интрузий и субвулканов, вулканическими поясами и лентами эффузивов. К краевым швам приурочены гравитационные ступени; они совпадают также с границами областей, характеризующихся разным магнитным полем. Довольно часто к краевым швам приурочены наложенные впадины и прогибы, выполненные орогенными и послегеосинклинальными комплексами.

К другому типу сочленения относятся зоны ступенчатого погружения переработанных окраинных частей массивов под смежные складчатые геосинклинальные системы. Они имеют разную ширину, а четкая граница со стороны последних отсутствует. Именно в таких случаях у исследователей возникают наибольшие затруднения при определении границ массивов и намечаются разные трактовки тектонической принадлежности характеризуемых зон (восточная окраина Охотского массива и юго-восточная Омолонского).

Наконец, особым типом сочленения массивов со складчатыми системами являются те случаи, когда в пограничной зоне развиваются своеобразные узкие прогибы, которые по своему формационному выполнению и типам тектонических нарушений напоминают эвгеосинклинали. Примерами таких структур являются Гремучинский прогиб у северной границы Яблонского массива и, вероятно, Рассошинская зона у юго-западного ограничения Колымского массива.

Рассмотренные типы сочленений срединных массивов с прилежащими складчатыми зонами (кроме ступенчатых погружений их окраин) исключают возможность искать постепенные переходы от формаций чехла массивов к геосинклинальным, несмотря на сближение некоторых их членов. Следовательно, у срединных массивов, в отличие от геосинклиналей, выявляется еще одно важное свойство: присущие им формации пространственно обособлены.

Черты минерагении срединных массивов. Говоря о минерагении и перспективах срединных массивов Северо-Востока СССР, необходимо еще раз подчеркнуть их слабую геологическую изученность, имея в виду

в данном случае прежде всего поисково-разведочную часть. Тем не менее, в пределах массивов уже давно известны проявления золота, в том числе и промышленные, связанные как с древними, докембрийскими, так и с палеозойскими и мезозойскими формациями. Представляются перспективными поиски древних золотоносных конгломератов, особенно в формациях промежуточного этажа и чехла дорифейских массивов. Определенные предпосылки имеются к открытию эпitherмальных месторождений золота и серебра, связанных с палеозойскими и мезозойскими вулканитами.

В связи с интенсивным разновозрастным гранитоидным магматизмом следует ожидать нахождение промышленных месторождений гидротермального и скарнового генезиса. Примеры таких рудопроявлений золота, свинца, цинка и некоторых других элементов уже известны на Омолонском и других массивах.

Так как Северо-Восток считается новой крупной ртутоносной провинцией, срединные массивы как жесткие элементы, разбитые разломами, и особенно их окраины, представляют значительный интерес для поисков ртути.

Наконец, в пределах массивов имеются месторождения и проявления железных руд, фосфоритов и каменных углей. Проявления битумов и благоприятные структуры чехла массивов говорят о возможностях открытия промышленных месторождений нефти и газа.

Выводы. 1. Срединные массивы являются составными элементами геосинклинально-складчатых областей. Они претерпевали общую историю развития с прилежащими геосинклинальными зонами с момента зарождения последних, хотя вследствие их особого тектонического положения отличались многими специфическими чертами. Их не следует относить к чужеродным тектоническим образованиям, как думают многие исследователи.

2. Фундамент срединных массивов отличается от фундамента платформ большей тектонической динамичностью, меньшей гранитизацией и присутствием таких формаций, которые сближаются с эвгеосинклинальными. Становятся более понятными условия геосинклинального развития территории Северо-Востока в неогее. Своеобразным состоянием архейско-протерозойского кристаллического фундамента можно, вероятно, объяснить и распространение на дорифейских срединных массивах промежуточного структурного этажа, сложенного рифеем и нижним палеозоем.

3. Срединные массивы выдвигаются в число таких тектонических образований, где могут быть выделены самостоятельные осадочные и магматические формации, несмотря на то, что они являются составными элементами геосинклинальных областей. Эти формации оказываются промежуточными между геосинклинальными и платформенными и включают в себе более разнообразные парагенезисы пород, чем те и другие. Представляется также, что формации срединных массивов не менее существенно отличаются как от геоантиклинальных, так и от орогенных, если, разумеется, не считать формаций поздне- и послегеосинклинальных впадин и прогибов, расположенных на массивах.

4. Ни на одном срединном массиве нет типичных платформенных дислокаций (валы, плакантиклинали, антеклизы и синеклизы, купола и др.). Здесь тектонические нарушения чехла и промежуточного этажа характеризуются сочетанием простых и сравнительно сложных форм: моноклиналей, флексур, брахискладок, штамповых складок, грабенов и горстов, линейных прерывистых дислокаций и изометричных мультислойного строения. Как видно, сочетание тектонических форм срединных массивов существенно отличается и от таковых в геосинклинальных зонах.

5. Срединные массивы отличаются также и повышенной трещиноватостью, что придает им мозаично-блоковое строение. Разломы ориентированы в разных направлениях и обладают различной природой; они контролируют пространственное размещение фаций и формаций, магматических тел, а также и оруденение. Краевые разломы служат основными структурами ограничений массивов и определяют развитие некоторых других форм (ступени погружения, эвгеосинклинальные прогибы).

6. Срединные массивы играют большую роль в пространственном размещении металлогенических зон в прилежащих геосинклинальных системах и сами являются перспективными объектами для поисков разнообразного минерального сырья.

Итак, мы попытались изложить лишь самые общие положения, касающиеся проблемы срединных массивов Северо-Востока СССР. В дальнейшем авторы намерены осветить эту проблему полнее, прибегнув к сравнительно-тектоническому анализу подобных структурных образований в Тихоокеанском поясе.

Б. М. ЧИКОВ

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ МЕЗОЗОИД ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА И ИХ ТИПЫ

Срединные массивы в мезозоидах Тихоокеанского пояса имеют наиболее полное по сравнению с другими складчатыми областями структурное выражение. В литературе подробно рассмотрена геология срединных массивов мезозоид Северо-Востока и Дальнего Востока СССР (Беляевский, 1955, 1956; Громов, 1959; Пушаровский, 1960; Спрингис, 1958; Тильман, 1962, 1969, и др.). Строение массивов юго-восточной Азии освещено в работах И. Фромаже (Fromaget, 1939, 1954), Г. А. Кудряцева и др. (1969), Е. С. Постельникова (1960, 1964) и др. Строение древних ядер в геологической структуре Южно-Американских Кордильер известно по исследованиям Х. Герта (Gerth, 1957) и Е. Коха (Koch, 1968), а структура массива Колорадо — по многочисленным работам североамериканских геологов (Кинг, 1961, и др.).

В мезозоидах Тихоокеанского пояса одни массивы находятся в центральной, часто наиболее подвижной части геосинклиналей, что определяет большую напряженность структурных форм и контрастность движений в их пограничных зонах (Омолонский, Индосинийский, Колымский), а другие приурочены к окраинам геосинклиналей и часто отделяются от складчатых сооружений рамы или древних платформ лишь зонами разломов (Охотский, Ханкайский и др.); строение их фундамента и нижней части чехла близко к строению рамы. Связанная с ними виргация складчатых сооружений указывает на некоторую «чужеродность» массивов в общей структуре области. Как правило, они имеют сглаженно-угловатую форму (Колымский, Омолонский, Охотский и др.), часто приближающуюся к неправильному овалу (Колорадский, Ханкайский, Индосинийский); ось удлинения обычно ориентирована в соответствии с ориентировкой складчатых сооружений.

Сравнение срединных массивов показывает, что их размеры меняются в широких пределах: чем больше размеры складчатой области (пояса), тем более крупные массивы (наряду с небольшими) в ней встречаются. Наиболее крупными массивами мезозоид Тихоокеанского пояса являются Индосинийский (более 470 тыс. км²), Колорадский (около 530 тыс. км²) и Колымский (около 320 тыс. км²); в числе малых

массивов следует указать Пурсатский (более 32 тыс. км²) и Тайгоносский (около 17 тыс. км²). Степень дислоцированности чехла, как правило, тем меньше, чем больше размеры массивов.

Представление о срединных массивах как о жестких стабильных структурах, верхние части которых (чехлы) сложены формациями платформенного типа (Богданов, Муратов, Хаин, 1963; Хаин, 1954, Яншин, 1965, и др.), требует уточнения. Действительно, в чехлах Колымского и Омолонского массивов пермские и триасовые отложения местами представлены маломощными карбонатными и терригенно-карбонатными свитами «платформенного» облика, что резко отличает их от сопоставимых по возрасту мощных терригенных толщ в смежных частях геосинклинальной области. Но уже на Охотском, Колорадском, Индосинийском и других массивах мезозойд такого резкого отличия не наблюдается. Признаки неоднородности строения массивов даже одной складчатой области, например Верхояно-Чукотской, видны уже на обзорных геологических картах.

Срединные массивы — это, прежде всего, элементы структуры складчатой области (пояса), но в отличие от антиклинориев и синклинориев они обладают преимущественно блоковой структурой. Их обособленность выражается виргацией или приспособлением смежных зон линейно-складчатого строения к очертаниям массивов, что является одним из основных структурных признаков их выделения. Главными особенностями строения, обуславливающими своеобразие срединных массивов, являются: а) наличие жесткого фундамента, отличающегося по формационному составу, складчатой структуре и большей степени метаморфизма от перекрывающих его и окружающих массив комплексов; б) наличие слабо дислоцированного чехла, в строении которого могут участвовать как догеосинклинальные, так и синхронные геосинклинальным отложения, причем последние по составу и мощности сопоставимы с отложениями геантиклинальных поднятий.

Двухъярусность строения срединных массивов позволила А. Л. Яншину (1965) сделать справедливый вывод об отсутствии принципиальной разницы в структурном отношении между срединными массивами и платформами. Однако с его предложением различать платформы и срединные массивы в зависимости от возраста обрамляющих складчатых сооружений (по которому платформами следует считать те части осадочной оболочки, которые ограничены разновозрастными складчатыми комплексами, а срединными массивами — участки внутри области складчатости одного возраста) нельзя полностью согласиться. Следуя этому предложению, к платформам пришлось бы отнести, несмотря на их малые размеры и структурные особенности, массивы типа Охотского, Тайгоносского и Ханкайского, ибо они соприкасаются с зонами разновозрастной складчатости. По-видимому, выделению срединных массивов должно предшествовать разделение осадочной оболочки, по крайней мере континентов, на платформы и складчатые области (пояса). Определив (приняв) границы, например Тихоокеанского складчатого пояса, мы тем самым должны будем признать, что все заключенные внутри него структуры указанного типа должны рассматриваться в качестве срединных массивов, независимо от размеров, возраста обрамляющих складчатых сооружений и т. п.

Фундаменты срединных массивов мезозойд Тихоокеанского пояса изучены фрагментарно; представления об их строении основаны главным образом на анализе материалов по Охотскому (Кухтуйский выступ), Омолонскому (Кедонский блок), Колымскому (Омулевское поднятие), Индосинийскому (Контумский выступ) массивам, а также на результатах геофизических исследований. Они сложены разновозрастными и в разной степени метаморфизованными складчатыми комплексами. Поверхность фундамента, соприкасающаяся с подошвой чехла,

не изохронна, а ее различные участки занимают неодинаковое гипсометрическое положение относительно дневной поверхности. Во всех случаях предполагается, что складчатый фундамент отделен от перекрывающих отложений структурным несогласием. Большой частью рассматриваемые массивы имеют фундамент, частично или полностью консолидированный в процессе дорифейской складчатости; возможно, он представлен остатками цоколя древних платформ (Косыгин, Луцицкий, 1961).

Метаморфические комплексы фундаментов представлены различными гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, в меньшей степени кварцитами и мраморами архейско-протерозойского возраста. В строении нижнепалеозойских складчатых комплексов Колымского и Омолонского массивов преобладают терригенно-карбонатные и вулканогенные образования.

Чехлы массивов представляются слоистыми телами покровного типа. Принято называть их нескладчатыми, хотя им свойственны дислокации коробления, штамповые и блоковые складки и т. п.; эта условность предусматривает отличие преимущественно блоковых дислокаций чехла от линейных в смежных складчатых зонах. Подошва чехла также не изохронна; складчатый фундамент перекрывается разновозрастными толщами. Такие соотношения неоднократно наблюдались на Охотском (Гринберг, 1968; Чиков, 1970), Омолонском (Симаков, 1967) и других массивах.

По формационному составу в чехлах срединных массивов мезозойд различаются два обособленных комплекса. Верхний представлен преимущественно терригенными отложениями верхнего палеозоя — мезозоя, а нижний — терригенно-карбонатными отложениями рифея — среднего палеозоя; как в том, так и в другом встречаются вулканогенные образования. Между комплексами (иногда и внутри них) отмечаются угловые несогласия, позволяющие выделить в чехле структурные ярусы.

Рифейские и ниже-среднепалеозойские отложения чехлов массивов мезозойд условно объединяются в один структурный ярус. Рифейские отложения обычно более метаморфизованы и представлены кварцитами и кварцитовидными песчаниками, метаморфизованными известняками, филлитовидными и кварц-серицитовыми сланцами; в отдельных случаях отмечаются метаморфизованные порфириты (Индосинийский, Колымский и Ханкайский массивы). В составе нижнего и среднего палеозоя массивов северо-восточной Азии преобладают карбонатные и карбонатно-терригенные образования; большое значение, например, на Омолонском массиве имеют вулканогенные комплексы (кедонская серия девона, трахибазальты ордовика). Более терригенный состав нижней части чехла характеризует Индосинийский массив.

Для массива плато Колорадо Н. Дартон, Ф. Кинг и другие отмечают крупный размыв и угловое несогласие (до 15—20°) внутри чехла в основании карбонатно-терригенных отложений группы Тонто (кембрий), перекрывающей известняки, сланцы и кварциты серии Гранд-Каньон (верхний докембрий). Угловые несогласия отмечаются также на Индосинийском массиве между отложениями серии Далат (кембрий — силур) и девонско-каменноугольной толщей сланцев и фтанитов, а также между последним и перекрывающим их Индосинийским комплексом.

Наиболее дифференцированной и полно представленной является та часть чехлов срединных массивов, которая по возрасту соответствует геосинклинальному этапу развития мезозойд. Неоднородность «геосинклинальной» части чехла определяется тем, что в процессе формирования массива наряду с блоками устойчивого воздымания существовали относительно опущенные блоки или зоны длительного осадконакопления (внутренние прогибы). Примером являются Ульбейская зона длительного прогибания на Охотском массиве (Чиков, 1970), прогиб

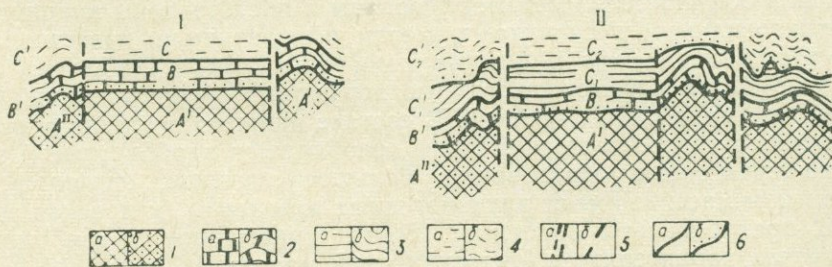
Ан-Диём на Контумском выступе Индосинийского массива (Тектоническая карта Евразии, 1965) и др. Характерно, что переход к геосинклинальному осадконакоплению в районах срединных массивов не был одновременным, но он был близок концу среднего — первой половине позднего палеозоя и соответствовал началу формирования верхоянского и индосинийского комплексов соответственно на северо-востоке и юго-востоке Азии и формации Супай плато Колорадо в Северной Америке.

Самые верхние части чехлов массивов представлены орогенными формациями.

В связи с тем, что срединные массивы являются структурными элементами складчатой области, их название следует сопровождать названием складчатой области; например, Колымский массив мезозойд. Это обусловлено изменением положения границ массивов (возможно, существовавших и ранее) в процессе складчатости, а также изменением объема чехла, степени метаморфизма структурно-вещественных комплексов и появлением новых структурных форм как в чехле, так и в фундаменте массивов.

Анализируя проблему срединных массивов, А. Л. Яншин (1965) рассмотрел и большинство разработанных для них классификаций. Как правило, они основаны не на структурно-вещественных, а на генетических или исторических признаках («ядра роста», «массивы ранней консолидации», «остатки древних платформ» и т. п.). Различными исследователями массивы разделяются также по возрасту складчатого фундамента (докембрийские, палеозойские, каледонские и др. — Ронов, Хаин, 1958; Славин, 1958), по геофизическим признакам (субконтинентальные и субокеанические — Кропоткин, 1960; Хаин, 1964), по «поведению во время заключительного этапа развития соседних геосинклинальных систем» (испытывающие поднятие или погружение — Славин, 1958) и др.

Прежде чем предлагать критерии разделения массивов мезозойд Тихоокеанского пояса на группы, рассмотрим профильные модели таких структур в складчатой области (рис.). Такие модели должны способ-



Типовые статические модели срединных массивов и складчатых зон обрамления: I — при наличии одного геосинклинального (сингеосинклинального) комплекса; II — при наличии двух геосинклинальных комплексов

1 — складчатые и метаморфические комплексы нижнего слоя: а — с сохранившейся древней структурой, б — с переработанной структурой; 2 — промежуточный комплекс нескладчатый (а) и складчатый (б); 3 — нижний геосинклинальный комплекс нескладчатый (а) и складчатый (б); 4 — верхний геосинклинальный комплекс нескладчатый (а) и складчатый (б); 5 — зоны глубинных разломов (а) и прочие нарушения (б); 6 — границы структурно-вещественных комплексов: согласная (а) и несогласная (б)

ствовать наглядному выделению структурных признаков, которые могут быть положены в основу классификации. Представим себе, что модель складчатой области содержит три слоя: 1) нижний — метаморфические складчатые комплексы «фундамента», 2) средний — «промежуточный» и 3) верхний — геосинклинальный. Выбор ее обусловлен не только возможностью использования для мезозойд Тихоокеанского пояса, но и применимостью (в различной степени) к другим складчатым поясам,

в частности к ближневосточным районам Альпийского пояса, где в качестве нижнего (метаморфического) слоя М. В. Муратов (1969) выделяет байкальский складчатый фундамент, среднего — комплекс эпибайкальского чехла и верхнего — геосинклинальные образования собственно альпид. Эта модель согласуется и с выводом А. Л. Яншина о том, что геосинклинальные системы «возникают путем раздробления и опускания по глубинным разломам линейных зон области предшествующей складчатости или областей еще более древних складчатостей, уже переживавших длительное время платформенный режим» (Яншин, 1965, стр. 22). Условным в этой модели является распространение метаморфического слоя под всей «осадочной» оболочкой складчатой области.

В предложенной модели складчатые комплексы «фундамента» (А) отождествляются с метаморфическими комплексами фундамента древних платформ; А^{II} — метаморфические комплексы, исходная структура которых изменена в процессе более поздней складчатости. От вышележащих отложений они обычно отличаются вполне отчетливо.

Складчатые геосинклинальные области сложены терригенными, вулканическими и карбонатными образованиями, как правило, большой мощности. Среди них преобладают аспидные, граувакковые, флишевые, спилито-кератофиновые и другие формации. Большую роль играют интрузивные породы — гранитоиды, гипербазиты и пр. Совокупность таких образований, «в большинстве случаев слагающих основную структуру складчатой области», Н. П. Херасков предложил называть «главным геосинклинальным комплексом» (Херасков, 1967, стр. 329); в качестве примера он выбрал «верхоянский». Аналогичные геосинклинальные комплексы обособляются в невадидах, индосинидах и других областях мезозойской складчатости.

В нашем случае целесообразно расчленить геосинклинальный комплекс на два: собственно геосинклинальный комплекс складчатых зон (С^I) и нескладчатые отложения геосинклинального этапа в чехлах срединных массивов, называя их сингеосинклинальными (С). При этом, например, на Колымском и Омолонском массивах сингеосинклинальные комплексы будут включать формации «платформенного» или «парагеосинклинального» типов, а на Колорадском, Индосинийском и краевых частях Охотского — сходные с формациями смежных геосинклинальных прогибов. Для упрощения модели условимся в составе геосинклинальных комплексов рассматривать протоорогенные (по К. В. Боголепову, 1968) отложения; интрузивные тела с этой целью считать либо в составе комплексов, либо телами включения (внепорядковыми).

«Промежуточный» слой в мезозоидах Тихоокеанского пояса объединяет разновозрастные отложения, расположенные «между» метаморфическим и геосинклинальным комплексами. Сюда входят терригенно-карбонатные отложения рифея и нижнего — среднего палеозоя, изученные на примерах выступов «основания» геосинклинального комплекса мезозоид в районах срединных массивов, Сетте-Дабана, Хараулаха, антиклинорий Невадийского пояса, Бирмы и других складчатых зон. Нескладчатые образования промежуточного комплекса обозначим через В, а складчатые — В^I.

Автор задался целью рассмотреть возможные сочетания структурно-вещественных комплексов в предложенных моделях (рис.). Указанные три слоя образуют два структурных яруса срединных массивов: фундамент и чехол. Простейшую модель массива, состоящего из метаморфического фундамента и чехла, сложенного промежуточным и сингеосинклинальными комплексами, можно представить индексом $\frac{B+C}{A^I}$; частные случаи или типы этого класса массивов выражаются соответственно индексами: $\frac{B}{A^I}$ — в чехле массива отсутствует сингеосинклинальный

комплекс; $\frac{C}{A^I}$ — в чехле только сингеосинклинальный комплекс и $\frac{O}{A^I}$ — отсутствует чехол. В полициклических геосинклиналях, развитие которых сопровождается переработкой и вовлечением в складчатость краевых частей массивов либо их наращиванием, вследствие приращения к фундаменту более молодых складчатых комплексов и последующего перекрытия их сингеосинклинальным чехлом, количество разновидностей моделей (типов) срединных массивов соответственно увеличивается до 72.

Предположим, что в нашей модели не один геосинклинальный комплекс, а два, т. е. имеется двукратный цикл развития складчатой области. При этом в результате складчатости раннего цикла произошло «наращивание» фундамента срединного массива. В этом случае количество вариантов в связи с увеличением числа сочетаний резко увеличивается.

Формальный способ анализа сочетаний структурно-вещественных комплексов даже в трехслойной модели, при условии обязательного присутствия нижнего слоя (A^I), дает громоздкий результат. Использование четырехслойной модели увеличивает количество типов в 10 раз. Для упрощения классификации необходимо ввести дополнительные ограничения. Одним из вариантов упрощения может быть путь привлечения эмпирических закономерностей. Известно, что в фундаменте всех срединных массивов мезозойд участвуют древние метаморфические комплексы; только в отдельных массивах фундамент включает также и более молодые складчатые образования. Если признак «включения в фундамент молодых образований» принять, то рассматриваемое множество распадается на два типа или класса моделей: массивы с метаморфическим фундаментом (A^I), условно называемым однородным, и массивы с гетерогенным фундаментом с индексом $[(A^I + A^{II} + B^I + C_1^I) \dots (A^I + A^{II})]$. В общем виде символическое выражение этих типов массивов можно представить следующими индексами:

$$I) \frac{B_{1\dots n} + C_{1\dots n}}{A^I}; \quad II) \frac{B_{1\dots n} + C_{1\dots n}}{[(A^I + A^{II} + B^I + C_{1\dots n-1}^I) \dots (A^I + A^{II})]}$$

где знаки в числителе обозначают комплексы чехла, а в знаменателе — комплексы фундамента; n — число повторяющихся в разрезе комплексов.

Массивы первого типа близки структуре «древних» платформ, т. е. они имеют складчатый и метаморфический цоколь докембрийского возраста и разновозрастные покровные комплексы чехла. Такого рода массивы рассматриваются обычно как «остатки ранее существовавшей платформы» (Косыгин, 1958) или «массивы первого рода» (Хаин, Шейнманн, 1960).

Массивы второго типа соответствуют структуре «молодых» платформ, т. е. включают в фундамент наряду с докембрийскими образованиями складчатые комплексы более молодого возраста.

Определение типов срединных массивов можно провести иным путем. Представим, что имеется некая структурная поверхность, на которой закладывается геосинклиналь и формируется геосинклинальный комплекс, в дальнейшем подвергающийся складчатости (C^I). Эта структурная поверхность или «основание» геосинклинального комплекса в крайних случаях может быть представлена: а) цитом древней платформы, т. е. докембрийскими складчатыми комплексами (A^I); б) плитой древней платформы, т. е. на A^I залегает «промежуточный» комплекс (B); в) цитом молодой платформы, т. е. к докембрийским присоединяются более молодые складчатые комплексы ($A^I + C_1^I$) и г) плитой молодой платформы ($A^I + C_1^I$ перекрыты B). В срединных массивах эти щиты и плиты должны сохранять основные черты своей структуры (на этом

основано правило выделения срединных массивов); в двух последних случаях фундамент массивов — гетерогенный. Несмотря на это, по строению фундамента приходим к выделению двух основных классов массивов, построенных по типу «древней» и «молодой» платформ.

Среди массивов Тихоокеанского пояса встречаются как массивы с однородным метаморфическим, так и с гетерогенным фундаментами. К первому типу относятся Охотский и Колорадский массивы. Особо следует отметить предполагаемые внутренние массивы Яно-Колымской области, известные под названием Эльгинской и Адычанской «зон полных дислокаций» и Балыгычанского поднятия. В структурном отношении они напоминают массив плато Колорадо, хотя и отличаются размерами, формами дислокаций чехла и его вещественной характеристикой; верхние части чехлов (нижние неизвестны) этих массивов следует рассматривать в качестве сингеосинклинальных комплексов.

Ко второму типу относятся Колымский, Омолонский, Индосинийский и Чукотский массивы. Многие исследователи в составе их фундаментов выделяют складчатые комплексы не только рифея, но и нижнего — среднего палеозоя (Тектоническая карта СССР, 1961; Тектоническая карта Евразии, 1965 и др.). Особенности этого типа структур видны на примере Колымского массива. В его юго-западной части палеозойские складчатые комплексы представлены терригенными, терригенно-карбонатными и осадочно-вулканогенными формациями (Мерзляков, 1966). Эти складчатые образования следует рассматривать в качестве нижнего геосинклинального комплекса промежуточного слоя (C_1^1); нижняя часть промежуточного слоя здесь представлена складчатыми отложениями рифея платформенного типа (B^1). Промежуточный слой в чехле Колымского массива распадается на две части: нижняя — рифейские отложения платформенного типа (B) и верхняя — ниже-среднепалеозойские сингеосинклинальные (C_1), перекрытые верхнепалеозойско-мезозойскими отложениями (C_2) — четырехслойная модель, обозначенная индексом $\frac{B + C_1 + C_2}{A^1 + (A^2 + B^1 + C_1^1)}$. Близкое выражение будут иметь модели структуры Омолонского, Чукотского и, вероятно, Индосинийского массивов.

Возможно существование еще одной группы срединных массивов с фундаментом, включающим древние метаморфические комплексы, исходная структура которых не сохранилась или подчинена более молодым складчатым образованиям. Их можно рассматривать в качестве разновидности второго типа массивов, фундамент которых обозначается индексом $(A^2 + B_{1...n} + C_{1...n-1})$. Вероятно, к этому типу следует отнести Ханкайский массив, так как наряду с обычными соотношениями чехла с древнейшими комплексами фундамента (что гипотетично предполагается, но строго не доказано) здесь можно предполагать и полную переработку исходной структуры метаморфического комплекса палеозойскими движениями.

Таким образом, срединные массивы мезозойд Тихоокеанского пояса разделены на три группы: 1) с фундаментом, сложенным допалеозойскими складчатыми метаморфическими комплексами (колорадский тип); 2) с фундаментом, включающим наряду с древними метаморфическими палеозойские складчатые комплексы (колымский тип) и 3) с фундаментом, древние образования которого полностью ассимилированы палеозойскими складчатыми комплексами (ханкайский тип). Представляется, что классификация срединных массивов по особенностям строения их фундаментов позволяет выделить главные особенности структуры массивов, избежать неоднозначности разделения их по генетическим или историческим признакам.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ОМОЛОНСКОЙ ГЛЫБОВОЙ ОБЛАСТИ

Рассматриваемая территория известна в литературе под названием Омолонской глыбы (Снятков Б., Снятков Л., 1958), Омолонского массива (Аникеев и др., 1957), Омолонского остаточного (Пушаровский, 1960) или срединного (Резанов, 1968) массива. По мнению большинства авторов, эта структура является участком дорифейской стабилизации и представляет собой обломок обширной эпирхейской платформы. А. П. Шпетный (1968, 1969) полагает, что консолидация Омолонского массива связана с замыканием календонской геосинклинали. К. В. Симаков (1968) считает, что формирование жесткой структуры Омолонского массива произошло в ходе развития особого рода структуры земной коры, которую он называет глыбовой областью.

В послераннепротерозойской истории Омолонской глыбовой области выделяются следующие структурные комплексы.

I. Комплекс кристаллического основания, представленный дорифейскими метаморфическими образованиями эклогит-гранулитовой и амфиболитовой фаций.

II. Субгеосинклинальный комплекс, разделяющийся на два структурных этажа: собственно субгеосинклинальный ($R_3 - P_{z1}$) и орогенный ($D - P_2$).

III. Платформеноидный комплекс, состоящий из двух структурных этажей: сингеосинклинального ($T_1 - T_{3к}$) и рецессивного ($T_3 - J_2$).

IV. Эпи́платформеноидный орогенный комплекс, подразделяющийся на два структурных этажа: позднеюрский — раннемеловой ($J_3 - K_1$) и позднемеловой (K_2).

При определении границ Омолонской глыбовой области принято руководствоваться сочетанием двух основных признаков: наличием девонских красноцветных вулканитов и малой мощностью отложений, соответствующих по времени своего формирования верхоянскому комплексу.

На западе Омолонская глыбовая область по Ярходонскому шву граничит с Приколымским поднятием. Заложение Ярходонского шва относится к границе раннего и среднего палеозоя. Этот шов представлен системой взбросов и надвигов, по которым палеозойские породы Приколымского поднятия надвинуты на мезозойские отложения Алы-Юряхского окраинного прогиба.

На юго-западе Омолонская глыбовая область по Тебанинскому шву граничит с Сугойской зоной Яно-Колымской складчатой системы. Заложение Сугойской зоны относится к границе среднего и позднего палеозоя, а возникновение Тебанинского шва — к раннему триасу, когда в связи с частной инверсией Сугойского прогиба восточный фланг последнего ассимилировал юго-западную окраину Омолонской глыбовой области. Шов выражен системой кулисообразно расположенных взбросов, на отдельных участках переходящих в надвиги, по которым структуры Сугойской складчатой зоны надвинуты на окраинные прогибы Омолонской глыбовой области.

На юго-востоке последняя по Верхне-Омолонскому шву граничит с Ауланджинской (Гижигинской) зоной Яно-Колымской складчатой системы. Основанием этой зоны, возникшей в среднем палеозое, является раздробленный кристаллический фундамент Тайгоносского массива. Сходство дорифейских метаморфических и рифейских осадочных обра-

зований юго-восточной части Омолонской глыбовой области и Тайгоносского массива позволяет предполагать, что в докембрии западная граница последнего проходила по междуречью Коркодона и Омолона. Заложение Верхнеомолонского шва относится, по-видимому, к раннему палеозою, на что косвенно указывает приуроченность к нему каледонских гранитоидных массивов. В современной структуре Верхнеомолонский шов представлен серией сбросов северо-восточного простирания, с которыми связаны дугообразно изогнутые приразломные складки, образующие в плане систему так называемого «конского хвоста».

Положение северной границы Омолонской глыбовой области неясно и требует уточнения. По С. М. Тильману (1962) и А. П. Шпетному (1962 г.) она совпадает с Намындыканским разломом, отделяющим Омолонскую область от Березовской складчатой зоны. Исследования последних лет, проводившиеся в зоне Намындыканского разлома, показали, что нет принципиальной разницы в составе и мощности палеозойских и мезозойских отложений, развитых на разных крыльях этого нарушения. Следует также указать, что некоторыми авторами (Довгаль и др., 1966) Березовская зона рассматривается как приразломная структура, отделяющая Омолонскую глыбовую область от Анюйско-Олойского блока.

Точка зрения указанных авторов подтверждается, в частности, небольшой (15—20 км) шириной Березовской зоны.

Омолонская глыбовая область имеет неоднородное строение. В ее пределах выделяются структуры нескольких порядков. Элементы I порядка представлены Ушурэчканской, Правоомолонской и Коркодонской структурно-формационными зонами северо-западного простирания. Заложение этих зон относится к началу среднего палеозоя. Они различаются составом и мощностью относящихся к ним осадочных и вулканогенных формаций, возрастом интрузивных комплексов, характером дислокаций и металлогенической специализацией, длительностью отдельных этапов развития. Ушурэчканская и Коркодонская зоны представляют собой сложно построенные антиклинорные сооружения, которые разделяются синклинойной Правоомолонской тектонической зоной.

Указанные зоны ограничены разломами северо-западного и субширотного направления, сочетание которых обуславливает неправильную конфигурацию каждой структурно-формационной зоны. Коркодонская и Правоомолонская тектонические зоны разделяются Омкучанским разломом, который представлен системой кулисообразно расположенных разрывов северо-западного простирания. С ними связаны узкие асимметричные складки длиной 10—12 км при ширине 1,0—1,5 км. Граница Правоомолонской и Ушурэчканской зоны проходит по Уляганскому и Муруланскому разломам. Уляганский разлом субширотного простирания представлен серией параллельных сбросов и взбросов с амплитудой суммарного перемещения по отдельным нарушениям до 1,5—2,0 км. К ним приурочены узкие зоны напряженной мелкоамплитудной складчатости, в которую вовлечены породы девонского — позднеюрского возраста. С Муруланским разломом связана система грабенов шириной 1—5 км и длиной до 50—70 м.

Структурами второго порядка являются поднятия, впадины, окраинные прогибы и наложенные впадины. Их конфигурация и взаимное расположение определяются длительно развивавшимися разломами северо-западного, северо-восточного и широтного направлений. Начало конседиментационного развития поднятий, впадин и окраинных прогибов относится к рецессивной стадии платформеноидного этапа. Заложение и развитие наложенных структур, а также завершение формирования современного структурного плана Омолонской глыбовой области произошло в позднем мезозое.

В строении поднятий участвуют метаморфические породы дорифейского кристаллического основания, осадочные и вулканогенные формации субгеосинклинального структурного комплекса. Простираения дорифейских и каледонских структур в общем совпадают, в то время как генеральный план структур орогенного этапа резко дискордантен по отношению к более древним структурам (Симаков, 1968; Симаков, Шевченко, 1967). В соотношении частных структур орогенного и субгеосинклинального этажей проявляются как черты наложенности, так и унаследованности. Совпадение простираений тех и других, в частности, характерно для Кедонского поднятия, в формировании структуры которого существенная роль принадлежала разломам северо-восточного направления.

Дислокации дорифейских метаморфических образований почти не расшифрованы. Большинство геологов указывает на крутые (50—80°) залегания пластов метаморфических пород и широкое развитие мелкой

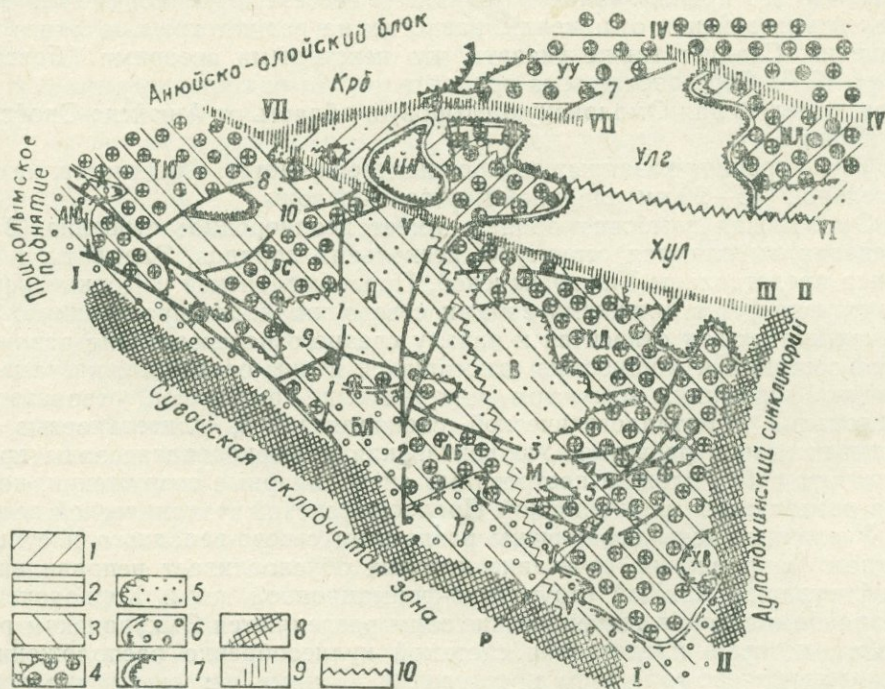


Схема тектонического районирования Омолонской глыбовой области
 Зоны: 1 — Правоомолонская, 2 — Ушурэчканская, 3 — Коркодонская; поднятия (ТЮ — Токур-Юряхское, РС — Рассошинское, АБ — Абкитское, КД — Кедонское, МГ — Медьгорское, МЛ — Моланджинское, УУ — Ушурэчканское); 5 — впадины (Н — Ненкальская, Д — Долонманская, В — Верхне-Кедонская, М — Мунугуджакская, Р — Русская); 6 — окраинные прогибы (АЮ — Алы-Юряхский, Ар — Арыкимбинский, Бл — Биририенский, Тр — Тарынский, Хв — Хивачский); 7 — наложенные впадины (Крб — Карбасчанская, Айн — Айненэнская, Улг — Уляганская, Хул — Хуличанская); зоны глубинных разломов: 8 — шовных (I — Тебанинская, II — Верхнеомолонская), 9 — краевых (III — Омкучанская, IV — Муруланская, VII — Уляганская); 10 — внутриблоковых (V — Конгинская, VI — Чагачанская); жирные линии с цифрами в кружках — региональные конседиментационные разломы (1 — Ольчинский, 2 — Намындьканский, 3 — Гольцовский, 4 — Русский, 5 — Мунугуджакский, 6 — Кедонский, 7 — Уляганский, 8 — Алы-Юряхский, 9 — Нельгинский, 10 — Ненкальский)

складчатости и плейчатости. Вместе с тем, на отдельных участках (бассейн р. Правой Визуальной) установлено очень пологое, близкое к горизонтальному залегание гнейсов. Существование участков с резко различным характером залегания гнейсов может служить указанием на коробчатую складчатость этих образований.

Формирование структур субгеосинклинального этажа связано с несильными эпохами активизации тектонических движений, по времени своего проявления примерно совпадающими с ранней, средней и поздней фазами каледонского орогенеза. Многоэтапность процесса формирования каледонских структур обусловила неравномерную степень дислоцированности и наличие локальных (?) угловых несогласий между отложениями отдельных стадий субгеосинклинального этапа. Каледонскую структуру Омолонской глыбовой области можно представить в следующем виде.

Вдоль западного края области располагался Кабыррангский горст-антиклинорий, фрагменты структур которого обнажены в ядрах Хебикенджинского и Рассошинского поднятий. С востока он был ограничен Ольчинским разломом, хорошо выраженным в современной структуре. Западное крыло горст-антиклинория перекрыто более молодыми отложениями, и характер сочленения со структурами Приколымского поднятия не установлен. Рассматриваемая структура имела трехъярусное строение. Вдоль восточного крыла проходила узкая (10—25 км) полоса дорифейских метаморфических пород. Западнее нее развита карбонатная толща кембрия, смятая в коробчатые складки с углами падения на крыльях 40—50°, редко—80°. В сводовой части складок наблюдаются более пологие (20—35°) дислокации. Характерно наличие мелкой дигармоничной складчатости и плоччатости, проявляющейся как на крыльях, так и в замковых частях складок. Дорифейские метаморфические и кембрийские осадочные породы несогласно перекрыты ордовикскими (?) образованиями, смятыми в волнообразные складки с пологими (20—30°) крыльями.

К востоку от Ольчинского разлома располагался Коркодонский грабен-синклинорий, восточная граница которого намечается по выходам ордовикских отложений в бассейне рек Русской — Коркодонской, Правой Бургали — Коркодонской и Левого Кедона. Фрагменты этой структуры обнажаются в Хебикенджинском, Абкитском и западной части Кедонского поднятий. В этих выходах видно, что породы ордовика смяты в коробчатые складки с крутыми (от 50—70 до 80—85°) крыльями, осложненными мелкоамплитудной складчатостью, и полого (15—30°) дислоцированными сводами.

В центральной и восточной частях Кедонского поднятия обнажены фрагменты одноименного горст-антиклинория, граница которого с Коркодонским грабен-синклинорием проходила по разлому, протягивающемуся от бассейна рр. Тебаны и Нючали через верховья р. Русской — Коркодонской в истоки р. Кедона. Кедонский горст-антиклинорий, подобно Кабыррангскому, имел трехъярусное строение. Ядра осложнявших его горст-антиклиналей сложены дорифейскими метаморфическими породами, а разделявшие их грабен-синклинали выполнены позднеорифейскими и, возможно, вендско-кембрийскими осадочными породами, смятыми в коробчатые складки. Развитые на территории Кедонского горст-антиклинория маломощные ордовикские отложения дислоцированы в пологие волнообразные складки.

В северо-восточной части Омолонской глыбовой области располагался Моланджинский грабен-синклинорий, выполненный смятыми в коробчатые складки ордовикскими и нижнесилурийскими (?) породами.

Основные особенности орогенных структур были определены глыбовыми движениями, происходившими одновременно по разломам северо-западного, широтного и северо-восточного направлений (Симаков, 1968; Симаков, Шевченко, 1967). Несмотря на некоторые отличительные черты, свойственные структурам отдельных тектонических зон, для всего орогенного структурного этажа характерны две особенности. Первая находит свое выражение в господстве среди конседиментационно разви-

вавшихся структур горст-антиклиналей, горстов, грабен-синклиналей, грабенов, а среди осложняющих их дислокаций таких форм, как структурные носы, гемиянтиклинали, гемисинклинали, изолированные моноклинали и т. п. Вторая особенность проявляется в обычном для Омолонской глыбовой области торцовом сочленении структур.

Для орогенных структур Коркодонской зоны характерны брахиформные горст-антиклинали длиной 50—70 км и шириной 25—30 км и более узкие (15—25 км) грабен-синклинали. В южной части зоны эти структуры имеют северо-восточную, а в северной — субширотную ориентировку. Для сводов горст-антиклиналей типично субгоризонтальное и пологоволнистое (5—10°) залегание пород. В грабен-синклиналях вулканиты образуют широкие волнообразные складки с наклоном крыльев 15—20°.

Правоомолонская зона отличается господством угловатых в плане и поперечном разрезе структур, в Моланджинском поднятии имеющих северо-западную, а в Медьгорском — северо-восточную ориентировку. Конфигурация структур Моланджинского поднятия определена веерообразно расходящимися в западном направлении разломами северо-западного и широтного простирания. Благодаря такому расположению разрывов отдельные структуры здесь имеют вид клиньев: горст-антиклинали — расширяющихся к востоку, а грабен-синклинали — к западу. Внутренняя структура горст-антиклиналей контролируется субширотными разрывами, с которыми связаны асимметричные килевидные складки с крутыми (40—50°) северными и пологими (20—25°) южными крыльями. В грабен-синклиналях развиты пологие и сундучно-щелевидные складки.

Ориентировка орогенных структур в Ушурэчканской зоне определяется в основном разломами субширотного и в меньшей степени северо-западного и северо-восточного простирания. Для этой зоны характерны половинчатые складки стулообразного поперечного профиля с полого (15—20°) дислоцированными сводами и более или менее круто (30—50°) наклоненными южными крыльями.

Структуры, выполненные платформеноидными формациями (впадины и окраинные прогибы), наиболее типично представлены в Коркодонской зоне. В Правоомолонской и Ушурэчканской зонах платформеноидные образования имеют ограниченное распространение, обнажаясь либо в центрах грабен-синклинальных структур орогенного этапа, либо в зонах приразломных дислокаций. Неодинаковая роль платформеноидных образований в различных тектонических зонах обусловлена двумя основными причинами. Прежде всего, на большей части территории Правоомолонской и Ушурэчканской зон они перекрывают позднемезозойскими формациями, которые в Коркодонской зоне имеют ограниченное распространение. Другая причина кроется в неодинаковом соотношении субгеосинклинального и платформеноидного структурных комплексов и разных зонах. В Коркодонской зоне они отделены длительным перерывом и структурным несогласием (Симаков, 1968). Четко выраженный унаследованный характер платформеноидных структур в Ушурэчканской и Правоомолонской зонах, по-видимому, обусловлен спайкой платформеноидных и орогенных формаций, разделенных лишь кратковременным перерывом в осадконакоплении.

Все впадины Коркодонской зоны, за исключением Ненкальской, имеют северо-западную ориентировку. Среди них выделяются структуры двух основных типов. К первому относятся небольшие (20—30 км в длину, 5—10 км в ширину) приразломные грабен-синклинали южной части Кедонского поднятия (Мунугуджакская, Русская). Они имеют четко выраженное асимметричное строение: северное крыло у них пологое (15—20°), крутое южное крыло обычно оборвано дугообразно (с северо-запада на северо-восток) изогнутым разломом.

Ко второму типу относятся грабен-синклинальные структуры, образующие Булуно-Кедонскую систему впадин (Доломанская, Кольцов-

ская и др.). Все они открыты в сторону Конгинского внутриблокового разлома, по которому происходит торцовое сочленение расположенных на его крыльях структур. В пределах этих впадин породы смяты в пологие ($5-15^\circ$) волнообразные складки с размахом крыльев до $5-10$ км. Ориентировка складок определяется простиранием разломов и меняется в пределах одной и той же впадины. Внутри некоторых впадин отмечаются узкие ($5-7$ км) зоны складок с наклоном крыльев $25-30^\circ$. Отдельные складки достигают длины $5-10$ км при ширине не более $1,5$ км. Обычно эти зоны приурочены к окраинам впадин, ограниченных взбросами (Верхне-Кедонская, Ненкальская). Реже внутри впадин отмечаются резкие флексурные перегибы, фиксирующие погребенные разломы.

Окраинные прогибы развиты вдоль юго-западной и юго-восточной границ Коркодонской зоны. Особенности их строения и развития определяются характером развития смежных геосинклинальных прогибов, что позволяет выделять два типа окраинных прогибов.

К первому типу относится Хивачский окраинный прогиб, сложенный в основном смятыми в полого-волнистые ($5-15^\circ$) складки сингеосинклинальными отложениями. Рецессивные формации имеют здесь ограниченное распространение и слагают отдельные мульды, северный широкий край которых имеет выпуклую к северу дугообразную форму, а южный узкий конец вытянут параллельно Верхне-Омолонскому шву.

Ко второму типу относятся окраинные прогибы юго-западной части Коркодонской зоны: Алы-Юряхский, Булунский, Билирикенский, Тарынский. Они выполнены в основном рецессивными формациями. Мощность и дислоцированность последних существенно различаются на внешнем, прилегающем к Сугойской складчатой зоне, и внутреннем флангах. На внешнем фланге развиты узкие ($1,5-3,0$ км) вытянутые на $10-15$ км складки, осложненные мелкоамплитудной складчатостью и разломами северо-западного простирания. Характер складок меняется при движении с юго-востока на северо-запад. Для Тебанинского окраинного прогиба характерны простые асимметричные складки с наклоном крыльев $25-40^\circ$. В Билирикенском и Булунском окраинных прогибах отмечаются вертикальные и запрокинутые юго-западные крылья; для Алы-Юряхского обычно запрокинутые к востоку линейные складки.

Для внутренних флангов типичны брахиформные складки. В Тарынском и Билирикенском окраинных прогибах они ориентированы под углом к их общему простиранию, а в Булунском и Алы-Юряхском — параллельно ему. В Тарынском окраинном прогибе складки третьего порядка имеют субширотную, а в Билирикенском — субмеридиональную ориентировку. И в том и другом развиты пологие ($10-20^\circ$) складки с размахом крыльев $5-7$ км при длине $15-20$ км. Для Булунского окраинного прогиба характерны более узкие ($2-3$ км) асимметричные складки с пологими ($10-15^\circ$) юго-западными и крутыми, нередко оборванными разломами, северо-восточными крыльями.

Наложенные впадины, выполненные верхнеюрскими — нижнемеловыми отложениями, характерны для Правоомолонской и отчасти Ушурэчанской зон. Допозднемезозойские структуры этих зон либо погружаются под несогласно залегающие на них верхнеюрские отложения, либо обрезаются разломами. Это обуславливает сочетание признаков унаследованности и наложенности в соотношении позднемезозойских и более древних структур.

Большинство наложенных впадин (Карбасчанская, Уляганская, Хуличанская) имеет субширотную ориентировку и образует систему ступенчато (со смещением к юго-востоку) расположенных прогибов. Айненэнская наложенная впадина вытянута в субмеридиональном направлении и сочленяется в торец с Карбасчанской.

В пределах наложенных впадин выделяются внутренняя и внешняя зоны, отличающиеся напряженностью дислокаций. Во внутренней зоне

субгоризонтальное залегание пород осложняется куполовидными и брахиформными складками расплывчатых очертаний, нарушенными мелкоамплитудными разрывами. На участках пересечения крупных разломов различного направления отмечаются структуры типа «битой тарелки». Наиболее крупные погребенные тектонические нарушения фиксируются 3—5-километровыми зонами коротких (5—7 км) складок с размахом крыльев до 1,5 км и наклоном 25—30°.

Характер дислокаций во внешних зонах наложенных впадин определяется ограничивающими их тектоническими нарушениями. Последние представлены либо системой ступенчатых сбросов, либо пологими взбросами, местами переходящими в надвиги с амплитудой перемещения 2—3 км. Перед фронтом последних наблюдаются узкие зоны мелкоамплитудной напряженной складчатости, быстро затухающие к центру наложенных впадин. К северому борту Хуличанской наложенной впадины приурочен узкий (5—10 км) грабен, выполненный апт-альбскими породами, которые смяты в пологие (15—20°) складки длиной 7—8 км при ширине 1,0—1,5 км.

Приведенные данные показывают, что начиная с позднего рифея на территории Омолонской глыбовой области формировались в основном глыбовые структуры, тесно связанные с разломами. Господство разломов северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений определило современный мозаичный структурный план данной территории. Преобладание глыбовых структур обусловлено, очевидно, существованием жесткого кристаллического основания, наличие которого позволяет относить Омолонскую глыбовую область к классу эпикратонных структур земной коры.

Ю. С. ЛИПКИН, М. И. ЛИПКИНА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В МЕЗОЗОИДАХ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В сложении фундамента Ханкайского массива принимают участие протерозойские, рифейские и палеозойские образования почти всех систем. Наложённые впадины выполнены мезокайнозойскими отложениями, строение которых здесь не рассматривается. Нижний протерозой (?), известный только на севере массива, включает ружинскую свиту мраморов (более 1 000 м) и матвеевскую свиту биотитовых, кордиеритовых, кордиерит-гранатовых и силлиманитовых гнейсов и других пород (3 000—3 200 м). К среднему протерозою (?) на севере массива относятся тургеневская, а в Спасской подзоне одновозрастные с ней нахимовская свита, сложенная биотитовыми, биотит-амфиболовыми и другими гнейсами (до 2 000 м) и татьяновская свита биотитовых и диопсидовых сланцев (2 500 м). Рифею (верхнему протерозою) на юге и севере массива соответствуют спасская свита мусковит-биотитовых сланцев (500 м), митрофановская свита графитистых сланцев (около 2 000 м), лысогорская свита известняков (450 м), кабаргинская свита хлорит-серицитовых сланцев и песчаников (1 000 м) и, возможно, выделенные в Вознесенском районе насыровская свита красноцветных алевролитов, песчаников и других пород (1 200—1 300 м), лузановская свита серицитовых и шунгитовых сланцев (950—1 100 м), дальзаводская свита песчаников, туффитов (600—650 м) и низы первомайской свиты известняков и доломитов (полная мощность свиты 500—600 м). Отсюда известны онколиты и катаграфии рифейского типа (*Osagia tenuilamellata* Reith. и др.). В последнее время появляется мнение о том, что в Вознесенском

районе рифею принадлежат лишь насыровская и лузановская свиты, а вышележащие толщи относятся к нижнему кембрию.

К кембрию в Спасской и Черниговской подзонах* отнесены толща песчаников (более 800 м), прохоровская свита известняков, доломитов, кремнистых пород (до 3 000—4 000 м), дмитриевская свита известняков и сланцев (более 1 700 м), меркушевская и медвежинская свиты конгломератов, песчаников, сланцев (более 1 600 м). Во всех этих свитах имеются остатки археоциат и трилобитов алданского, ленского ярусов нижнего кембрия и переходных слоев к среднему кембрию (Окунева, 1969). После того, как стали известны находки археоциат в Вознесенской подзоне, к кембрию достоверно можно отнести верхи первомайской свиты, содержащие остатки археоциат, вышележащую березянскую свиту сланцев и кварцитовидных песчаников (более 900 м) и, по-видимому, новоярославскую свиту известняков и шунгитовых сланцев (700—750 м), волкушинскую свиту известняков (до 750 м), коваленковскую свиту филлитовидных сланцев с линзами известняков (до 1 000 м). В Лесозаводском районе к кембрию условно отнесены смольнинская свита доломитов (450 м), рудоносная свита (450 м), нижняя терригенно-карбонатная часть тамгинской серии (1 600—2 000 м).

Выше фаунистически охарактеризованных нижекембрийских образований в Черниговской подзоне выделен мощный комплекс терригенных пород, отнесенных к нижнему палеозою на основании находок остатков членистоногих. Сюда включены толща конгломератов, реттиховская свита, фанзовая и снегуровская толщи песчаников (6 000 м), а в Лесозаводской подзоне верхи тамгинской серии. К среднему палеозою в Черниговской подзоне отнесены вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы мощностью более 1 000—1 500 м, в Гродековской подзоне — кордонкинская свита, на севере массива — верхи тамгинской серии. На это указывают находки остатков брахиопод и трилобитов силура в кордонкинской свите и девонских псилофитов в бассейне р. Тамги и в Черниговской подзоне у села Лунзы.

Верхний палеозой делится на две части. Нижняя представлена мощной толщей (2 000—3 000 м) конгломератов (даубихезская свита и ее аналоги). Верхняя состоит из средних и кислых эффузивных образований владивостокской и барабашской свит и терригенных пород угодинзинской свиты с обильными остатками флоры и фауны. Мощность вулканогенных и осадочных пород до 3 000 м.

Магматические образования в пределах массива многообразны. К протерозою относятся небольшие интрузии анатектоидных аляскитовых, ультраметаморфических порфириовидных гранитов и гранито-гнейсов, порфириидов, пегматитов, амфиболитов, габбро-норитов. Эти породы играют большую роль в структуре кристаллического ядра массива. К нижнему палеозою отнесены мелкие трещинные и пластовые интрузии основного ряда, распространенные вместе с терригенными толщами нижнего кембрия. Крупные интрузии гранитоидов и предшествующие им мелкие массивы средних и основных пород сформировались в среднем палеозое. Меньшую роль играют интрузии габбро и гранитоидов верхнего палеозоя, тесно связанные с вулканической деятельностью. Эти магматические образования разделены на два сходных по составу комплекса.

Тектоника массива специально рассматривалась Н. А. Беляевским (1955) и Ю. Я. Громовым (1959), которые в пределах его выделили (с севера на юг): Вакский антиклинорий, Кабаргинский синклинорий, Шмаковский антиклинорий, Черниговский синклинорий. Однако внутреннее строение этих крупных структурных элементов осталось не изу-

* В статье принято районирование территории массива в интерпретации И. И. Берсенева (1964).

ченным. Материалы геологических съемок южной и северной частей Ханкайского массива позволяют рассматривать Вакский и Шмаковский антиклинории как структуры типа «гнейсовых куполов», которые типичны для районов распространения древних толщ в СССР, Северной Америке, Австралии, Африке. Кабаргинский синклиниорий в этом случае выступает как частная, хотя и относительно крупная, синклиналь, возникшая в результате роста куполов. В Спасской подзоне выделяется Нахимовский гнейсовый купол и гипотетический купол в пределах акватории оз. Ханка. Еще южнее располагаются Черниговский синклиниорий и Вознесенский антиклинорий. Ниже приводится краткая характеристика выделенных структурных элементов (см. рис.).

Вакский купол имеет в плане неправильную, приближающуюся к овальной, форму. Диаметр его 60—80 км. В пределах обнаженных участков выступают части ядра купола и его крыльев. В ядре выходят породы ружинской и матвеевской свит и анатектоидные гранито-гнейсы. Строение ядра сложное. Для него характерно присутствие брахиантиклиналей, окруженных причудливо изгибающимися в плане синклиналями. Ориентировка осей складок в ядре купола самая разнообразная (от северо-западных до северо-восточных и меридиональных); углы падения от 15—30° до 80°. Крылья купола сложены тургеневской свитой протерозоя и толщами рифея и палеозоя. Эти толщи смяты в складки, ориентированные вблизи ядра радиально по отношению к его центру. Во внешней зоне простираения складок концентрические относительно ядра, северо-восточные, меридиональные, широтные, углы падения крыльев складок круче (50—80°).

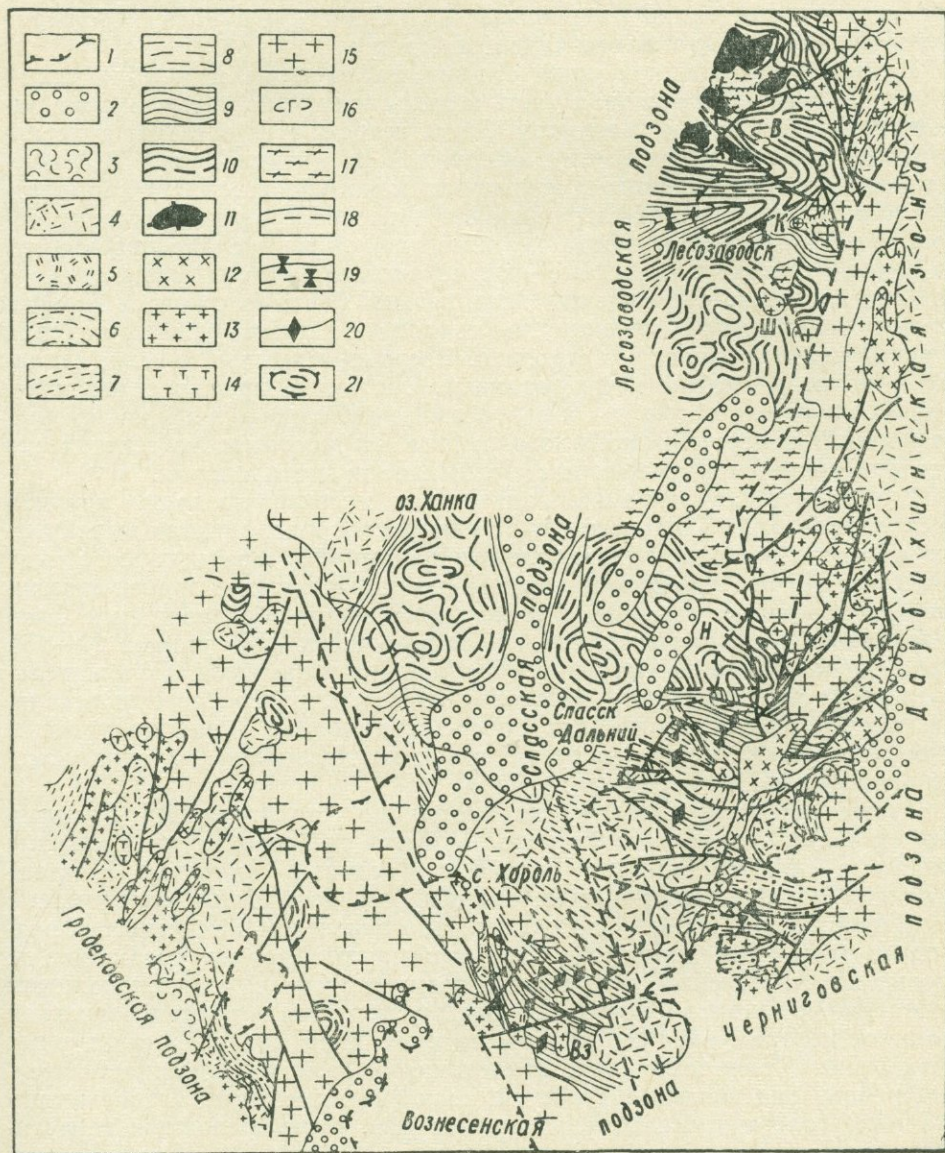
Шмаковский купол, о внутреннем строении которого можно судить по геофизическим данным, похож на Вакский. Диаметр его 30—35 км. От ядра, где отмечены наиболее высокие значения силы тяжести, во все стороны отмечается постепенное понижение значений гравитационного поля, т. е. постепенная смена пород с большей плотностью к образованиям с меньшей плотностью. Углы падения на крыльях купола, отмеченные у села Иннокентьевки, равны 30—45°.

Между описанными гнейсовыми куполами располагается Кабаргинский синклиниорий (Беляевский и др., 1955). Его наибольшая ширина 5—10 км, длина от периклинального замыкания до восточного края Ханкайского массива 20 км. Синклиниорий выполнен рифейскими и нижнепалеозойскими толщами, смятыми в серию простых складок с углами падения крыльев 30—35°. В плане Кабаргинский синклиниорий напоминает форму «структурного носа». Он представляет собой желобообразную складку, зажатую между гнейсовыми куполами. Нижняя поверхность этой складки полого погружается на восток. Кабаргинский синклиниорий, по-видимому, возник в результате роста куполов.

Нахимовский гнейсовый купол, сложенный протерозойскими метаморфическими породами, имеет в плане овальную форму. Крылья его осложнены складками, нередко ориентированными радиально по отношению к центру купола. Крылья купола в общем падают полого (углы падения слоев 15—20°, редко больше). Простираения слоев в ядре купола весьма изменчивы. Широко развиты складки течения и пластического волочения. Рифейские образования (спасская, митрофановская и кабаргинская свиты) обнажаются во внешней части купола. Рифей смяты в складки, оси которых ориентированы концентрически по отношению к центру купола.

Черниговский синклиниорий в краевой части сложен мощной толщей кембрийских пород, смятых в серию антиклиналей и синклиналей. Эти складки симметричные или наклонные с углами падения слоев более 50—60°. Складки слабо изгибаются в плане, окаймляя Нахимовский купол. Средняя часть Черниговского синклинория сложена осадочными и вулканогенными образованиями, среди которых большое значе-

ние имеют грубообломочные отложения. Частными структурными элементами синклинория являются сложно изогнутые в плане антиклинальные и синклинальные складки и вулcano-тектонические впадины. Антиклинали и синклинали — сравнительно простые складки, главной чертой которых является изгиб осей в плане, в связи с чем рисунок складчатости имеет сложную картину. Горизонтальный изгиб осей складок мо-



Структурно-геологическая схема Ханкайского массива

1 — границы кайнозойских впадин; 2, 3 — мел (2 — осадочные образования, 3 — эффузивы кислого ряда); 4 — пермь; 5 — средний палеозой; 6 — кембрий—ордовик (?); 7 — нижний кембрий — верхний рифей; 8 — средний (?) рифей; 9 — нижний (?) рифей; 10, 11 — протерозой (10 — тургеневская, нахимовская, татьяновская свиты, 11 — ружинская, матвеевская свиты); 12 — мезозойские интрузии; 13 — позднепалеозойские границы; 14 — позднепалеозойские габбро, диориты; 15 — средне-палеозойские граниты; 16 — среднепалеозойские габбро; 17 — реоморфические и палингенные граниты; 18 — разломы; 19 — оси синклиналей; 20 — оси антиклиналей; 21 — гнейсовые купола. Главные элементы структуры: В — Вакский купол, Ш — Шамаковский купол, Н — Нахимовский купол, К — Кабаргинский синклинорий, Ч — Черниговский синклинорий, Вз — Вознесенский антиклинорий

жет иметь разные причины. Наиболее вероятно «вторичное» изгибание в результате расширения и бокового давления со стороны вулканотектонических впадин. В ядре синклинория залегания слоев весьма пологие ($10-40^\circ$), складки симметричные, простые. Вулканотектонические впадины в краевых частях имеют крутые углы падения ($30-60^\circ$). К центральным частям впадин падения пластов выполаживаются (10°), и в центре слои залегают горизонтально. На этом фоне выделяются тела субвулканического ряда (жерловины, вулканические купола, небольшие округлые и трещинные интрузии, дайки и т. п.).

Вознесенский антиклинорий сложен рифейскими и кембрийскими образованиями. Центральная часть и западное крыло антиклинория замещены Гродековским батолитом. Здесь встречаются останцы кристаллических пород — по-видимому, обломки ядра антиклинория. В Вознесенской подзоне у границы с Черниговским синклинорием, где карбонатные породы и сланцы имеют одинаковое распространение, складки довольно простые. Лишь иногда крупные антиклинали слабо опрокинуты на северо-восток. Складчатые формы западной части Вознесенского района, сложенного сланцами, значительно более сложные. Нередко отмечаются сжатые и опрокинутые складки с крутыми углами падения и явной асимметричностью строения. Восточные крылья крутые, западные — пологие, сложно гофрированные. Восточные крылья складок нередко осложнены надвигами и взбросами, наиболее крупный из которых проходит в центре Вознесенского района. Интересным, но генетически неясным является дугообразный изгиб складок антиклинория.

Вдоль восточной окраины Ханкайского массива проходит крупная ослабленная зона Западного Сихотэ-Алинского шва, занятая вытянутыми в северо-восточном направлении интрузиями среднепалеозойских гранитов. На эти граниты наложены немногочисленные грабен-синклинали, выполненные пермскими, иногда триасовыми образованиями. Слои в грабен-синклиналях наклонены в осевой части под углами $20-25^\circ$. Краевые части грабен-синклиналей оборваны разрывами. Положительные структурные элементы, расположенные между грабен-синклиналями, можно рассматривать как горст-антиклинали. К ним приурочены многочисленные мелкие интрузии гранитов. Подобная картина отмечается и на западной границе массива.

Таким образом, наиболее характерными структурными формами южной части Ханкайского массива являются гнейсовые купола, сжатые линейные складки, простые линейные и сложно изогнутые в плане складки, вулканотектонические впадины, разнообразные интрузивные тела, наложенные грабен-синклинали, многочисленные и генетически различные разрывные нарушения. Эти структурные формы, различные по своему происхождению, свойственны всему региону. В их расположении видна явная закономерность, которая заключается в последовательной смене от центра Ханкайского массива к его краю древних структурных образований более молодыми. Отклонения от этой закономерности несущественны, они вполне объяснимы, если учитывать воздействие возникающих геологических образований на уже существовавшие геологические тела.

Гнейсовые купола, возникшие в результате локальных «вздутий» земной коры, образуют древнее ядро Ханкайского массива, вытянутое в северо-восточном направлении. Им подчинены структуры рифея и кембрия, с которыми, в свою очередь, связаны образования нижнего и отчасти среднего палеозоя. Интрузии среднепалеозойского комплекса ограничивают Ханкайский массив в границах, существовавших к моменту внедрения магмы. Позднепалеозойские интрузии и вулканогенно-осадочные образования и сложенные ими структурные элементы расположены еще ближе к краю массива, в зоне его перехода к смежным областям мезозойской складчатости. В последовательной смене внутри

Ханкайского массива древних геологических тел более молодыми с присущими им структурными формами получил выражение процесс разрастания Ханкайского массива за счет приращения более молодых образований к более древним. Учитывая это, можно прийти к выводу, что с самого возникновения структурные формы Ханкайского массива образовывали сложное сооружение, согласующееся с общим для Сихотэ-Алинской геосинклинали структурным планом. Такое образование по характеру может быть отнесено к геоантиклинальным сооружениям, подобно современным островным дугам.

Главными стадиями, которые прошел Ханкайский массив в домезозое, являлись стадии геосинклиального и геоантиклинального развития. Установить точную возрастную границу между ними невозможно, так как разные участки Ханкайского массива в разное время вовлекались в поднятия и превращались в районы устойчивого воздымания. Начало геоантиклинальной стадии условно может быть датировано концом силура. С этого времени происходит интенсивное заполнение и консолидация остаточного прогиба в Черниговской подзоне, и весь Ханкайский массив превращается в единую положительную структурную единицу.

Стадия геосинклиального развития условно подразделяется на четыре этапа. В течение первого этапа (нижний—средний протерозой) здесь существовали условия, сходные с описанными для архея смежных регионов. В составе формаций, помимо первично терригенных, глинистых и карбонатных пород, присутствуют образования первично эффузивного ряда (амфиболиты, амфибол-биотитовые, амфиболовые, пироксеновые сланцы и гнейсы), которым свойственна повышенная железистость и магнезиальность. Можно предположить, что описываемые образования накапливались в условиях, когда «гранитной коры» еще не существовало. В этот период происходила интенсивная интеграция материала, поступавшего из глубоких горизонтов земной коры (эффузивные продукты основного ряда) и выпадавшего в осадок в процессе седиментации. Результатом смешения этих образований в одной области явились формации эффузивно-осадочного типа. Возможно, уже в это время началась дифференциация региона на прогибы и поднятия.

На втором (рифейском) этапе геосинклиальная система была расчленена. В бассейне возникли крупные удлиненные поднятия, выступавшие из-под уровня моря в виде цепочки островов. Существование разнородных структурных элементов, какими являлись поднятия и прогибы, отражало неустойчивость всей системы, что нашло проявление в значительных колебаниях мощности и состава различных типов пород по разрезу. Внутри ядра происходят интенсивный метаморфизм пород, гидротермальная деятельность и вулканические процессы.

Следующий этап (ранний кембрий) сравнительно непродолжителен во времени, но своеобразен. Это этап относительной стабилизации всей территории, существования здесь мелководного морского бассейна, в котором накапливались хемогенные и органогенные карбонатные и кремнистые и отчасти терригенные осадки. При этом земная кора в пределах массива медленно опускалась.

Последний этап геосинклиального развития — этап последовательного воздымания и разрастания ядра массива (конец раннего кембрия — силур). В течение этапа происходило резкое сокращение области морской седиментации. Ядерная часть выступала из-под уровня моря и являлась областью размыва. Осадконакопление продолжалось лишь в Черниговском прогибе и на краю Ханкайского массива, где накапливались обломочные осадки с закономерно изменяющимся составом обломочной части пород (обращенный разрез по обломочной части пород). Общее прогибание в Черниговской подзоне на этом этапе составило не менее 7—8 км.

Стадия геосинклинального развития (орогенная) также делится на несколько этапов, связанных между собой преемственностью развития. В начальный этап (девон) происходили заключительные (или основные) фазы складкообразования. Под влиянием возрастающих нагрузок со стороны растущих гнейсовых куполов слабо метаморфизованные толщи рифея и нижнего палеозоя интенсивнее сминались в складки. Смежные с гнейсовыми куполами складки испытывали неоднократное и более значительное давление, а удаленные — меньшее. В зоне перехода от гнейсовых куполов к Кабаргинскому и особенно Черниговскому синклинориям образовался ряд складок от сильно сжатых до очень простых. В течение этапа общая складчатая структура Ханкайского массива приобрела черты, сходные с нынешней. Во внутренней зоне массива оформилось жесткое ядро, на краю которого образовались зоны сжатых линейных складок. Осадконакопление продолжалось лишь в Черниговской подзоне.

На следующем этапе развития региона (карбон) происходило поднятие всего массива, привнос значительных масс вещества и энергии из глубинных источников в его краевой зоне. В результате создалась горная страна, продукты размыва которой выносились за пределы массива. В окраинных частях массива, в ослабленных зонах, образовались плутоны гранитов. К концу этапа в результате интрузивной деятельности, интенсивного метаморфизма, гранитизации и гидротермальных воздействий, дальнейшего усложнения и уплотнения структурных элементов Ханкайский массив оформился как жесткая гетерогенная, геосинклинальная система.

Следующий этап (ранняя пермь) явился временем, когда в пределах массива продолжалось разрушение, размыв ранее созданного горного сооружения, накопление моласс на краю массива. Так как крупного привноса эндогенного материала в пределы массива не происходило, интенсивная денудация к концу этапа значительно пенепленизировала имевшуюся здесь горную страну.

На заключительном этапе (поздняя пермь) внутренние зоны массива воздымались. В краевой части массива и внутри Черниговской подзоны происходили интенсивная вулканическая деятельность, а к концу этапа — накопление терригенно-вулканогенных осадков. Одновременно или несколько позже образовались малые интрузии основного и кислого ряда и сопутствующие им пневматогидротермальные тела. Все эти явления наложили отпечаток на облик массива, слегка усложнили структуры региона, привели к созданию новых форм (вулcano-тектонических впадин).

В мезозое Ханкайский массив продолжал существовать в морском бассейне как крупное геосинклинальное поднятие, согласующееся с общим структурным планом мезозойской геосинклинали Сихотэ-Алиня. Крупных перестроек структурного плана на этом этапе не происходило.

В. М. МЕРЗЛЯКОВ

К ПРОБЛЕМЕ СТРУКТУР ОСНОВАНИЯ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Изучение структур основания любой складчатой области имеет важное теоретическое и практическое значение. С ним связано решение вопросов о направленности, цикличности и стадийности развития геосинклиналей, а также выяснение закономерностей в размещении магматизма и оруденения в разных структурных этажах.

К основанию Верхояно-Чукотских мезозоид большинство исследователей относит все структурные образования, формирование которых предшествовало накоплению верхоянского терригенного комплекса.

Наиболее древние, дорифейские, складчатые структуры достоверно установлены пока в фундаменте Охотского и Омолонского срединных массивов, а также в Тайгоносском блоке. Они образованы преимущественно архейскими, а частично, вероятно, и протерозойскими метаморфическими комплексами, на которых с резкими угловыми и азимутальными несогласиями залегают пологоскладчатые рифейские и палеозойские толщи. Новейшие данные об архее Охотского и Омолонского массивов приводят Г. А. Гринберг (1968), М. Л. Гельман и М. И. Терехов (1968).

Большие мощности архейско-протерозойских пород, характер дислоцированности и высокая степень метаморфизма свидетельствуют об их геосинклинальном происхождении. С. М. Тильман (1968, 1969), производивший детальный анализ дорифейской тектоники севера Тихоокеанского кольца, полагает, что протерозойды Северо-Востока представляли собой гетерогенные образования. Они состояли из архейских ядер, обрамленных складчатыми протерозойскими зонами незавершенного развития.

Много дискуссий среди исследователей вызывает вопрос о байкальских структурах в основании мезозоид. К. Б. Мокшанцев с соавторами (1964, 1968), В. А. Иванов (1964), И. А. Резанов (1968), А. А. Богданов и В. Е. Хаин (1968) выделяют байкалиды в Южном Верхоянье и в окраинах Колымского срединного массива. В первом случае (Юдомо-Майский район) существование байкальских структур обосновывается несогласным залеганием венда или нижнего кембрия на складчатом рифее, а во втором (горная система Черского и Приколымье) — развитием несколько увеличенных в мощностях рифейских образований и выпадением из разреза кембрийских отложений. Однако новые данные не подтверждают этих представлений. Против выделения байкалид в Южном Верхоянье вполне обоснованно выступают А. К. Башарин (1967), С. М. Тильман (1969), а в последнее время А. Л. Ставцев и А. А. Ельянов (1970). Они убедительно доказывают отсутствие предвудского и преднижнекембрийского региональных несогласий, а также других форм проявления байкальской складчатости.

Нет как будто особых оснований для выделения байкалид и в горной системе Черского. По последним данным Л. А. Мусалитина (1970) и Л. К. Дубовикова (1970), метаморфические комплексы Селенняхского и Тас-Хаяхтахского поднятий, считавшиеся ранее рифейскими, скорее всего, представляют метаморфизованные палеозойские образования. Против предполагавшегося существования байкалид в Приколымье говорят открытые здесь в последние годы (Вл. Комар, Фурдуй, 1969) морские отложения венда и нижнего кембрия, обнаруживающие признаки постепенных переходов.

Большие разногласия среди исследователей вызывает также вопрос о тектонической природе и возрасте структур основания мезозоид, образованных ниже-среднепалеозойскими комплексами пород.

Ю. М. Пушаровский (1960) полагает, что в основании мезозоид Северо-Востока покоятся структуры своеобразной подвижной платформы, под которой он понимает «крупные участки земной коры, примерно равновеликие геосинклинальным системам, которые претерпевали длительное опускание (в течение нескольких геологических периодов), сопровождавшееся накоплением мощных (в несколько километров) осадочных толщ с очень ограниченными проявлениями магматизма и метаморфизма, дислоцированных в складчатые или глыбово-складчатые структуры». Идеи Ю. М. Пушаровского нашли отражение в ряде работ, в том числе и в недавно изданных (Гринберг, 1968; Чиков, 1970, и др.).

Представление о платформенном основании в западной части мезозойд Верхояно-Чукотской складчатой области еще ранее развивал К. Я. Спрингис (1958), считавший, что сюда вплоть до горной системы Черского в раннем и среднем палеозое распространялись структуры Сибирской платформы. Эта же мысль вполне отчетливо сформулирована А. Л. Яншиным (1965).

Однако существуют и другие решения. Большинство геологов считает, что под верхоянским комплексом на Северо-Востоке погребены геосинклинальные палеозойские толщи. Образованные ими складчатые структуры обычно рассматривались в качестве каледонских или герцинских сооружений (Архангельский, Шатский, 1933, 1937; Обручев, 1934, 1938; Херасков, 1935, 1963; Кропоткин, Шаталов, 1936; Билибин, 1937; Юркевич, 1947; Попов, 1958, и многие другие). Ныне представление о каледонидах и герцинидах как о регионально распространенных на Северо-Востоке складчатых образованиях, аналогичных европейским стандартам, почти никем из исследователей не развивается. Тектонисты, признающие роль палеозойских движений в формировании комплекса основания мезозойд, предпочитают говорить либо о палеозоидах, либо просто о палеозойских структурах. Это не случайно, так как палеозойские комплексы Северо-Востока по своим формационным особенностям существенно отличаются от синхронных образований классических каледонских и герцинских областей.

Масштабы проявления палеозойской складчатости, предшествовавшей развитию верхоянского геосинклинального комплекса на Северо-Востоке, оцениваются исследователями по-разному. Многие геологи (Богданов, 1963; Мокшанцев, 1964, 1968; Резанов, 1968, и др.) считают, что палеозойские складчатые структуры распространены в основании Верхояно-Чукотской области очень широко. Причем главная роль в создании этих структур придается средне-позднекаменноугольным движениям. Их проявление видят в выпадении из разрезов морских отложений среднего-верхнего карбона и в региональном предпермском несогласии.

Если эти положения в какой-то мере остаются справедливыми применительно к структурам основания Чукотской системы, то относительно Яно-Колымской они представляются устаревшими. В результате исследований последних лет, принесших много новых данных, в ряде районов Северо-Востока (Верхоянье, горная система Черского, Приколмые и др.) были открыты морские отложения среднего-верхнего карбона, а также установлены постепенные переходы от карбона к перми. Нигде не подтвердилось и предполагавшееся ранее региональное структурное несогласие между ниже-среднепалеозойскими геосинклинальными комплексами и пермскими отложениями. Поэтому сейчас наиболее реальными представляются взгляды тех исследователей, которые говорят о сквозном унаследованном развитии Яно-Колымской системы, начиная с рифея и до поздней юры включительно (Петрушевский, 1964; Тильман, 1967, 1969).

Доказывая геосинклинальный стиль развития складчатых структур палеозойского основания мезозойд Северо-Востока СССР, в числе прочих признаков исследователи указывают на значительную дифференцированность палеозойских прогибов. Среди последних описываются терригенные и карбонатные миогеосинклинали, эвгеосинклинали и зоны переходного типа (Тильман, 1963, 1964, 1968, 1969; Богданов, 1963; Петрушевский, 1964; Мокшанцев, 1964, 1968, и др.). Соглашаясь в принципе с упомянутыми исследователями, хотелось бы внести некоторые дополнения в представления о палеозойских прогибах, развивавшихся в основании Яно-Колымской системы.

В ряде тектонических работ нередко развиваются идеи Н. А. Богданова (1963) о существовании в палеозое в пределах Яно-Колымской

системы так называемых Чибгалахского и Омудевского прогибов. Считалось, что эти региональные структуры длительное время обрамляли с юго-запада древнее ядро Колымского срединного массива. Их заложение относится к рифею и раннему палеозою. Омудевский прогиб — это «известняковая» миогеосинклиналь, прижатая к Колымскому массиву и в значительной части присоединившаяся к нему в результате позднепалеозойской складчатости. Чибгалахский прогиб, располагавшийся западнее Омудевского, представлял собой «сланцевую» миогеосинклиналь, также испытавшую складчатость в среднем-позднем карбоне. Однако созданные на месте этого прогиба структуры были менее жесткими и уже в перми вновь вовлеклись в геосинклинальное развитие, продолжавшееся до конца юры.

Указанные выводы Н. А. Богданова о резко различном формационном выполнении Чибгалахского и Омудевского прогибов, о характере палеотектонической зональности и региональном проявлении палеозойской складчатости, так привлекая внимание тектонистов, требуют в свете новых данных весьма существенных коррективов.

Выше уже говорилось о том, что нигде не подтвердилось структурное предпермское несогласие и были найдены морские отложения среднего-верхнего карбона. Установлено также, что палеозойские и ранне-мезозойские (триасовые) толщи участвуют в строении одних и тех же складчатых форм, то есть тесно связаны единством тектонического плана. Следовательно, нельзя считать, что палеозойские прогибы замкнулись к началу мезозойского этапа, а созданные на их месте складчатые структуры будто бы присоединились к Колымскому массиву. Поэтому Омудевское, Тас-Хаяхтахское и Селенняхское поднятия правильнее рассматривать не в составе Колымского массива (как думал ранее и автор данной статьи), а в качестве выступов основания Яно-Колымской системы, современный структурный облик которых в основном обусловлен движениями мезозойской складчатости.

Не подтверждается новыми данными и выделение Чибгалахского сланцевого прогиба. Из материалов Л. К. Дубовикова и Ю. А. Салмина (1967) следует, что терригенные толщи в хр. Тас-Хаяхтах, которые Н. А. Богданов считал палеозойскими, в действительности принадлежат верхоянскому комплексу, так как в них позже были обнаружены триасовые и юрские окаменелости. В связи с этим сам собой отпадает вопрос и о прежнем Омудевском прогибе, так как он лишился своего юго-западного бортового ограничения. А если еще учесть, что в намеченной Н. А. Богдановым осевой части Омудевского прогиба в бассейне р. Рассохи был обнаружен мощный терригенно-вулканогенный комплекс ордовика (Мерзляков, 1967), который ранее ошибочно принимался исследователями за пермь и юру, то этот факт вместе с данными М. М. Орадовской (1966) и Р. Ф. Соболевской (1969) не только противоречит идее карбонатогенного прогиба в рассматриваемом районе, но и выявляет совершенно иную картину палеофациальной и палеотектонической зональности. Установлено, в частности, что замещение карбонатных комплексов ордовика по латерали карбонатно-терригенными, а затем и терригенно-вулканогенными происходит не в направлении от Колымского массива к Яно-Колымской системе, как считалось ранее, а наоборот (рис. 1, 2).

Такая фациальная зональность вместе с большим сходством палеозойских карбонатных разрезов горной системы Черского и Сетте-Дабана свидетельствует прежде всего о том, что под верхоянским комплексом Яно-Колымской системы, и в том числе под Иньяли-Дебинским синклинорием, должны быть развиты не терригенные, а карбонатные палеозойские формации с непрерывными разрезами и увеличенными мощностями. Вместе с тем, терригенно-вулканогенный разрез ордовика бассейна р. Рассохи, в котором доминируют граптолитовые глинистые

сланцы, алевролиты, кремнистые породы, трахибазальты, трахиты и пирокластические образования, характеризуют новую, неизвестную ранее структурно-формационную зону, может быть, несущую признаки эвгеосинклинали. Судя по вулканизму, большим мощностям отложений и интенсивной дислоцированности пород, эта Рассошинская зона отличалась в раннем палеозое высокой подвижностью. Особенно интенсив-

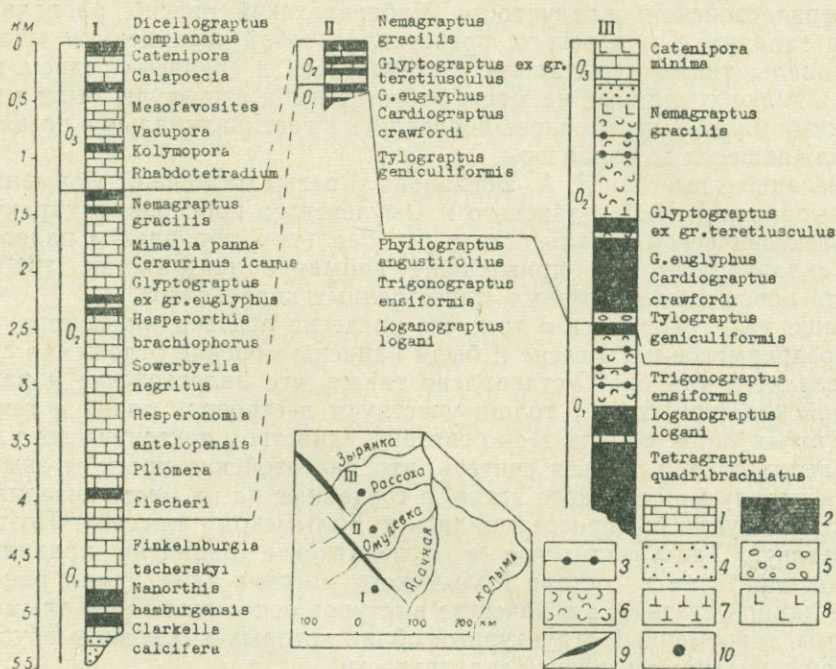


Рис. 1. Главнейшие типы разреза ордовика на юго-востоке горной системы Черского I — существенно карбонатный, II — терригенно-карбонатный, III — терригенно-вулканогенный. 1 — известняки; 2 — глинистые сланцы, алевролиты; 3 — кремнистые породы; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — туфы трахибазальтов и трахитов; 7 — трахибазальты; 8 — трахиты; 9 — простирации главнейших структур; 10 — местоположение опорных разрезов на схеме-врезке

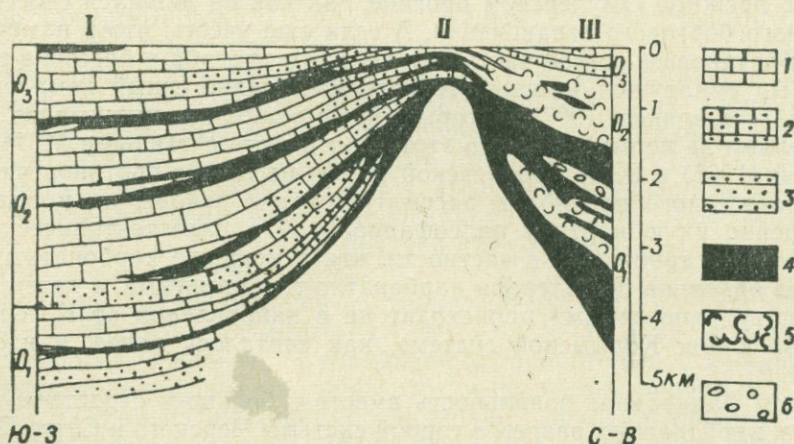


Рис. 2. Литолого-фациальный профиль ордовикских образований 1 — известняки; 2 — известняки с терригенными примесями; 3 — песчаники; 4 — граптолитовые глинистые сланцы, алевролиты, кремнистые породы; 5 — вулканогенные образования (преимущественно туфы трахибазальтов); 6 — конгломераты. Римскими цифрами обозначено примерное положение опорных разрезов (профиль построен вкрест простирация структур)

ными были преддевонские движения. Они фиксируются выпадением из разреза силурийских отложений и резким структурным несогласием между ордовиком и девоном. Этим движениям, вероятно, сопутствовал также кислый магматизм, так как в базальных конгломератах нижнего девона, кроме ордовикских осадочных и вулканических пород, обнаружены валуны гранитоидов и липаритов.

Говорить о значении Рассошинской зоны в региональном плане пока трудно, поскольку ее структуры еще полностью не выявлены. Поэтому, по-видимому, одинаково правомерными могут быть два предположения. Согласно первому из них Рассошинскую зону можно представить как локальный элемент палеозойской Яно-Колымской геосинклинальной системы, развивавшийся вдоль глубоких разломов, отделявших систему от древних жестких глыб Колымского срединного массива. Если же учесть, что значительная площадь названного массива перекрыта молодыми мезо-кайнозойскими образованиями, а древние архейско-протерозойские структуры здесь только предполагаются и, по существу, не доказаны, то не исключено, что нижнепалеозойские терригенно-вулканогенные образования Рассошинской зоны могут распространяться далеко на восток, вплоть до Приколымья, включая Алазейское поднятие. В таком случае на значительной части современного Колымского массива могут оказаться не дорифейские складчатые структуры, а палеозойская эвгеосинклинальная система. Примерно к такому выводу, правда, без достаточных на то оснований, в свое время пришел К. Я. Спрингис (1958), а недавно И. М. Русаков и В. А. Виноградов (1969). Как бы то ни было это важный проблемный вопрос, настоятельно требующий своего решения.

Итак, комплекс основания мезозойд Верхояно-Чукотской складчатой области гетерогенен. В нем достоверно установлены архейско-протерозойские и палеозойские геосинклинально-складчатые структуры. Первые слагают фундамент древнейших срединных массивов, таких как Охотский и Омолонский, а вторые — основание Чукотской и Яно-Колымской систем. В пределах последней структуры носят незавершенный характер и тесно связаны единством тектонического плана с мезозойским комплексом. Первоочередного решения заслуживает проблема древних структур Колымского срединного массива.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ В МЕЗОЗОИДАХ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

В. Ф. БЕЛЫЙ

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ В ОБЛАСТЯХ МЕЗОЗОЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Понятие о вулканических поясах как об особом типе структур земной коры введено Н. С. Шатским и А. А. Богдановым (Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 5 000 000, 1956; Шатский, Богданов, 1957; Богданов, 1959), которые впервые в качестве самостоятельных тектонических элементов выделили зоны развития существенно наземных вулканических толщ, разграничивающие разновозрастные складчатые системы и области. А. А. Богданов (1959) предложил называть их краевыми вулканическими поясами. Большое значение для понимания специфики магматизма и тектонических условий формирования краевых вулканических поясов имели работы Е. К. Устиева (1959, 1963).

Широкое применение методов формационного анализа к тектоническому районированию привело к тому, что вулканические пояса стали выделяться во многих областях Азии (Ициксон, Красный, 1962; Ициксон, Красный, Матвеевко, 1965; Богданов, 1965; Хренов и др., 1965; Белый и др., 1964, 1966). В этих работах имеются предложения о способах классификации вулканических поясов. Несколько позже появляются работы, в которых понятие вулканический пояс становится излишне гипертрофированным, ибо в разряд вулканических поясов стали включаться также магматические комплексы эвгеосинклиналей (Ротман, 1968; Фремд, 1969; Эрлих, 1969). Таким образом, представляется целесообразным предварительно определить содержание понятия вулканические пояса и основные методы классификации, применяемые в настоящей работе.

Вулканические пояса — это крупные линейные структуры и (или) системы сравнительно мелких также линейных, обычно кулисно расположенных друг относительно друга структур, сложенных существенно субаэральными вулканитами известково-щелочной серии. Обычно в их строении преобладают андезиты, реже — вулканиты умеренно кислого и кислого состава; иногда весьма значительную роль играют базальты. С вулканитами нередко ассоциируют различные (часто молассового типа) вулканогенно-осадочные толщи континентального, реже морского происхождения. В целом эти образования принадлежат к формациям орогенного класса в том широком понимании термина, которое ему придавал Н. П. Херасков (1963, 1967). Как и класс орогенных формаций, вулканические пояса гетерогенны. В силу этого необходимо различать типы вулканических поясов, главным образом, по характеру их пространственно-временных соотношений с другими историко-геологическими типами тектонических структур земной коры.

Наконец, следует обратить внимание еще на один аспект проблемы вулканических поясов. Если в областях завершённой складчатости вулканические пояса представляют собой сложившиеся геологические тела, находящиеся в определенных латеральных и вертикальных соотношениях с другими тектоническими структурами, то в ныне развивающихся вулканических поясах или дугах (например, в Курило-Камчатском) наблюдается главным образом процесс и его поверхностное, геоморфологическое выражение. Сейчас можно лишь предполагать, какой тип структуры сформируется и перейдет в геологический разрез в зоне современной вулканической дуги. Поэтому перенесение опыта настоящего дня в геологическое прошлое требует серьезных ограничений.

Эпигеосинклинальные вулканические пояса мезозойд. В складчатых системах мезозойд Восточной Азии широко распространены вулканические пояса, возникшие на ранней стадии эпигеосинклинального орогенеза. Этот тип структур предполагается именовать эпигеосинклинальными вулканическими поясами. К их числу относятся (см. рис.): Уяндинско-Ясачнинский (J_3), Курьинский (J_3), Олойско-Березовский ($J_3? - Cг_1$) и Удский ($J_3 - Cг_1$) пояса соответственно в Яно-Колымской, Чукотской, Монголо-Охотской системах. В Сихотэ-Алине к этому типу структур, по-видимому, следует относить линейные вулканические зоны сеноман-туронского и сенонского возраста, развитые в основном на правом берегу р. Амура. Среди перечисленных структур достаточно четко различаются два главных подтипа: пограничные (Уяндинско-Ясачнинский и Удский) и внутренние (все остальные) вулканические пояса. Пограничные пояса приурочены к зонам сочленения структур главного геосинклинального комплекса с древними жесткими массивами и платформами. Внутренние пояса локализируются в пределах геоантиклинальных поднятий, вдоль зон их сочленения с прогибами, реже наследуют остаточные структуры синклинального типа.

Особое значение имеет вопрос о месте вулканических поясов среди других структур, возникающих в период эпигеосинклинального орогенеза. Обычно формации вулканических поясов отделены четким угловым несогласием от главного геосинклинального комплекса. В мезозойдах Северо-Востока они образовались одновременно с орогенными впадинами и прогибами (часто унаследованными), заполнявшимися самыми ранними членами «нижних моласс», и с регенерированными геосинклинальными прогибами. Последние представляют собой своеобразные, по-видимому, приразломные структуры, располагающиеся вдоль границ разных тектонических зон. В Чукотской системе — это Южно-Ануйский, а в Яно-Колымской — Илья-Тасский прогибы. Их характерными особенностями являются: а) кратковременность развития, отвечающая ранней стадии эпигеосинклинального орогенеза; б) набор геосинклинальных формаций — осадочных и вулканогенных; в) интенсивная складчатость и высокая степень метаморфизма, близкая к метаморфизму главного геосинклинального комплекса. Подробная характеристика строения и формаций юго-восточной части Южно-Ануйского прогиба дана А. Я. Радзивиллом (1964). В настоящее время, по-видимому, можно уверенно говорить о том, что вулканические пояса, унаследованные впадины и прогибы, выполненные ранней молассой и регенерированные геосинклинальные прогибы составляют латеральный ряд тектонических элементов, характерных для ранней стадии эпигеосинклинального орогенеза мезозойд Северо-Востока. Краткое описание некоторых вулканических поясов приводится ниже.

Уяндинско-Ясачнинский вулканический пояс (Матвеев, 1960) состоит из серии грабенообразных структур, приуроченных главным образом к системам глубинных разломов, отделяющих крупные блоки палеозойского основания Яно-Колымской системы от Колымского срединного массива с одной стороны и Иньяли-Дебинского синклинория — с другой.

Отдельные звенья этого пояса находятся непосредственно в пределах блоков палеозойского фундамента. Строение пояса характеризуется по данным В. М. Мерзлякова и П. П. Лычагина (1967), а также В. В. Ганина, Л. К. Дубовикова, О. Н. Оморова, Б. Д. Преображенского, К. В. Паракецова.

Уяндинско-Ясачнинский пояс протягивается на 750—800 км. В центральной части он образован почти непрерывно следующими друг за другом приразломными и грабенообразными структурами, ширина которых варьирует от 10 до 30 км. На юго-востоке кулисно относительно этой центральной части располагается Лыглыхтахский грабен длиной 100 км, а в 40 км к востоку от него — Элекчанский, длиной 150 км. Ширина грабенов не превышает 25 км. На северо-западе наблюдается аналогичное «расщепление» вулканического пояса на отдельные грабены.

Подавляющая часть вулканических образований Уяндинско-Ясачнинского пояса сформировалась в течение оксфорда, кимериджа и первой половины нижнего волжского века. Вулканические толщи нередко чередуются с пачками морских терригенных пород, составляющих до 30—35% объема разрезов. Общие мощности толщи колеблются от 1 500 до 3 000 м.

В Сумуно-Урультунском районе, где, по данным В. М. Мерзлякова и П. П. Лычагина (1967), устанавливаются тесные пространственно-временные связи между вулканизмом и внедрением интрузий «колымского» комплекса, преобладают вулканы кислого состава (туфы, туфобрекчии, лавы и игнимбриты). Они слагают основание и верхнюю часть толщи. Лишь в ее средней части широко распространены андезиты, дациты и их туфы. В Лыглыхтахском и Элекчанском грабенах нижние части разрезов сложены преимущественно андезитами и их туфами. В Элекчанском грабене, кроме того, довольно часто встречаются андезито-базальты и базальты. Вулканы кислого состава в этих структурах характерны для верхних частей разрезов. Сходная последовательность вулканитов установлена также в северо-западной части Уяндинско-Ясачнинского пояса. Однако здесь, по данным Л. К. Дубовикова, в основании разрезов прослеживается еще толща палеотипных базальтов, их туфов и диабазов.

Присутствие морских осадочных пород среди вулканических толщ и отложений, перекрывающих вулканы, позволяет составить вполне достоверные представления о характере тектонических нарушений. Верхнеюрские образования Уяндинско-Ясачнинского вулканического пояса дислоцированы в брахиформные складки общего северо-западного простирания. Складки нередко имеют асимметричную форму, что обусловлено как изменением мощности вулканических отложений, так и разломами внутри грабенов. Некоторые из разломов представляют собой взбросы, переходящие в крутые надвиги. В этих случаях степень дислоцированности осадочных пород оказывается весьма значительной. Ширина складок обычно не превышает 6—8 км. Их крылья нередко имеют падение в 50—70°, однако обширные центральные части структур, как правило, характеризуются сравнительно спокойными условиями залегания пород (здесь углы падения очень редко бывают больше 30°).

Материалы о строении Удского вулканического пояса юрского — раннемелового возраста (Красный, 1960; Левитан, Чернявский, 1968; Королев, 1965, 1967; Бельтнев, Лебедев, 1968) позволяют говорить о сходных типах разрезов и дислокаций с верхнеюрскими образованиями Уяндинско-Ясачнинского пояса.

Менее полными являются сведения о строении внутренних вулканических поясов. В междуречье Омолона — Большого Анюя, примерно в центральной части Олойской зоны Чукотских мезозойд находится верхнеюрский Курьинский вулканический пояс. По данным Н. Н. Незнанова, А. Г. Сенотрусова, В. С. Шабалина, Б. Ф. Палымского, А. С. Острога, В. И. Сизых, представляется, что он приурочен к крупному геантикли-

нальному поднятию, в пределах которого к началу позднеюрского времени уже были обнажены смятые в складки геосинклинальные формации верхнего триаса. В современной структуре Курьинский вулканический пояс прослеживается в северо-западном направлении примерно на 200 км при ширине от 15 до 40 км. В его пределах четко выделяются горстообразные поднятия также преимущественно северо-западного простирания, сложенные существенно верхнетриасовыми толщами. Горсты располагаются кулисообразно и имеют протяженность до 100 км при ширине от 5 до 15, редко — 25 км. Курьинский вулканический пояс сложен преимущественно базальтами, их туфами и туфобрекчиями, среди которых встречаются отдельные пачки морских слоев. Вулканиды дислоцированы в пологие складки, интенсивность нарушений возрастает близ границ с горстами. В периферических частях пояса вулканические толщи замещаются морскими и континентальными вулканогенно-осадочными отложениями молассового типа.

Значительно слабее изучен Олойско-Березовский вулканический пояс, прослеживающийся почти на 400 км вдоль юго-западного борта впадин, заполненных отложениями позднеюрского и отчасти берриасского возраста. В строении пояса, по-видимому, принимают участие преимущественно раннемеловые (вероятно, готерив-барремские) образования. Они дислоцированы значительно слабее позднеюрских толщ. Возможно, что в раннемеловых вулканических полях имеются вулканоструктуры оседания, свойственные внешней зоне Охотско-Чукотского пояса.

В Сихотэ-Алинской системе к подтипу внутренних эпигеосинклинальных вулканических поясов, по-видимому, могут быть отнесены линейные кулисно расположенные зоны сеноман-туронских и сенонских вулканитов. В Нижнем Приамурье они сложены преимущественно андезитами и их туфами (больбинская свита), которые следуют непосредственно за толщами нижних морских и континентальных моласс верхнеудоминской подсвиты и обычно образуют с ними единые отрицательные структуры (Верещагин, Потапова, 1966). Различия в возрасте вулканических поясов Сихотэ-Алинской системы и Верхояно-Чукотской области находятся в полном соответствии с различиями во времени проявления в них орогенеза.

Восточно-Азиатская система вулканических поясов. Вдоль зоны сочленения областей мезозойской и кайнозойской складчатости Восточной Азии в течение длительного времени (вероятно, с начала мезозоя и до миоцена включительно) происходили многократные проявления орогенного вулканизма. Образовавшиеся в результате этого гетерогенные тектонические структуры могут быть выделены под общим названием Восточно-Азиатской системы вулканических поясов. По своему пространственному положению эта система полностью отвечает Восточно-Азиатскому тектоно-магматическому поясу, выделенному Е. К. Устиевым (1959). Придавая несколько иное тектоническое значение данной структуре, автор считает, что замена прежнего географического названия (Восточно-Азиатский) новыми наименованиями (Охотско-Катазиатский, по Нагибиной, 1966; Чукотско-Катазиатский — Тектоническая карта Евразии, 1966; Маркова, 1968) нецелесообразна.

Главными элементами рассматриваемой части Восточно-Азиатской системы вулканических поясов является Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алинский пояса. Поскольку почти на всем протяжении они располагаются между областями мезозойской и кайнозойской складчатости, следует отметить некоторые особенности развития этих областей, необходимые для понимания закономерностей строения, развития и структурного положения вулканических поясов.

Охотско-Чукотский вулканический пояс разделяет Верхояно-Чукотскую область мезозойской и Анадырско-Корякскую систему кайнозойской. В Верхояно-Чукотских мезозойских эпигеосинклинальных орогенез на-

чался в поздней юре. По-видимому, к середине раннего мела здесь закончилась стадия накопления «нижних моласс», характеризующаяся развитием обширных, часто унаследованных орогенных структур. Вероятно, с апта начался период общего поднятия и формирования резко наложенных и значительно более мелких структур орогенного класса.

В бассейнах рек Анадыря, Пенжины и на полуострове Тайгонос Охотско-Чукотский вулканический пояс граничит с Анадырско-Корякской складчатой системой. На основании анализа истории и строения земной коры Охотского региона (М. С. Марков и др., 1967) автор полагает, что структуры этой системы распространяются примерно до восточного края Охотского массива (см. рис.). Эпигеосинклинальный орогенез в Анадырско-Корякской системе начался в конце сенона — датском веке (Белый, 1963; Белый и др., 1964), что соответствует ранним фазам ларамийской складчатости.

Сихотэ-Алинский вулканический пояс располагается между Сихотэ-Алинской (мезозойды) и Хоккайдо-Сахалинской (кайнозойды) складчатыми системами. В Сихотэ-Алинской системе, за исключением ее западной зоны, начало эпигеосинклинального орогенеза приходится на конец турона — начало сенона (Муратов, 1967; Меланхолина, 1965; Марков и др., 1967; Салун, 1964, 1968).

В Хоккайдо-Сахалинской системе, как и в Анадырско-Корякской, начало эпигеосинклинального орогенеза было связано с ларамийскими фазами складчатости. Однако, судя по данным А. С. Шуваева (Марков и др., 1967), этот процесс приходится на палеоцен или на самый конец датского века, т. е. связан с более поздними фазами ларамийской орогении. Анализ работ Ю. М. Пуцаровского (1964), М. С. Маркова и др. (1967) и Е. Н. Меланхолиной (1968) позволяет говорить о большом сходстве тектонического строения Сахалина и западной части Анадырско-Корякской системы (Пенжинский прогиб, Таловско-Майнский антиклинорий, Эссовеем-Алганская зона). Пожалуй, наиболее существенное различие между ними заключается в том, что в течение среднего олигоцена — среднего миоцена в западной зоне Сахалина происходила своеобразная регенерация геосинклинальных условий, чего не наблюдалось в Пенжинском прогибе.

Охотско-Чукотский вулканический пояс вошел в геологическую литературу в качестве тектонотипа краевых вулканических поясов (Шатский, Богданов, 1957; Устиев, 1959; Богданов, Муратов, Хаин, 1963; Белый и др., 1964; Белый, Тильман, 1966; Белый, 1968, 1969). Поскольку различные аспекты строения и условий развития этого вулканического пояса достаточно подробно освещены в ряде опубликованных работ (Устиев, 1959, 1963; Белый и др., 1964; Белый, Тильман, 1966; Белый, 1968; Сперанская, 1963, и др.), ограничимся здесь лишь упоминанием тех из них, которые в данном случае представляются наиболее существенными.

Как крупное геологическое тело, единое в своем структурно-формационном облике, Охотско-Чукотский пояс начал развиваться в апте в условиях максимальной контрастности тектонических движений в зоне сочленения (в зоне крупнейших глубинных разломов) между воздымающимся континентальным блоком Верхояно-Чукотских мезозойд и прогибающейся Анадырско-Корякской геосинклинальной системой. Последняя в этот период вступила в стадию интенсивного накопления существенно вулканомиктовых, часто флишеидных толщ.

В развитии Охотско-Чукотского пояса четко различаются три периода: ранний — апт-туронский, средний — сенон-датский и поздний — раннепалеогеновый. Главным был ранний этап, в этот период накопилось около 85% общего объема вулканитов. Контуры вулканического пояса и его районирование проводятся в основном по вулканитам раннего этапа.

Большая часть вулканического пояса, располагающаяся между Эскимосским массивом на северо-востоке и Охотским — на юго-западе (см. рис.), обладает четко выраженной продольной зональностью. По отношению к Анадырско-Корякской системе здесь выделяются внешняя и внутренняя зоны. Крупные поля вулканитов, находящиеся к востоку и западу от этой главной части вулканического пояса, образуют его фланги.

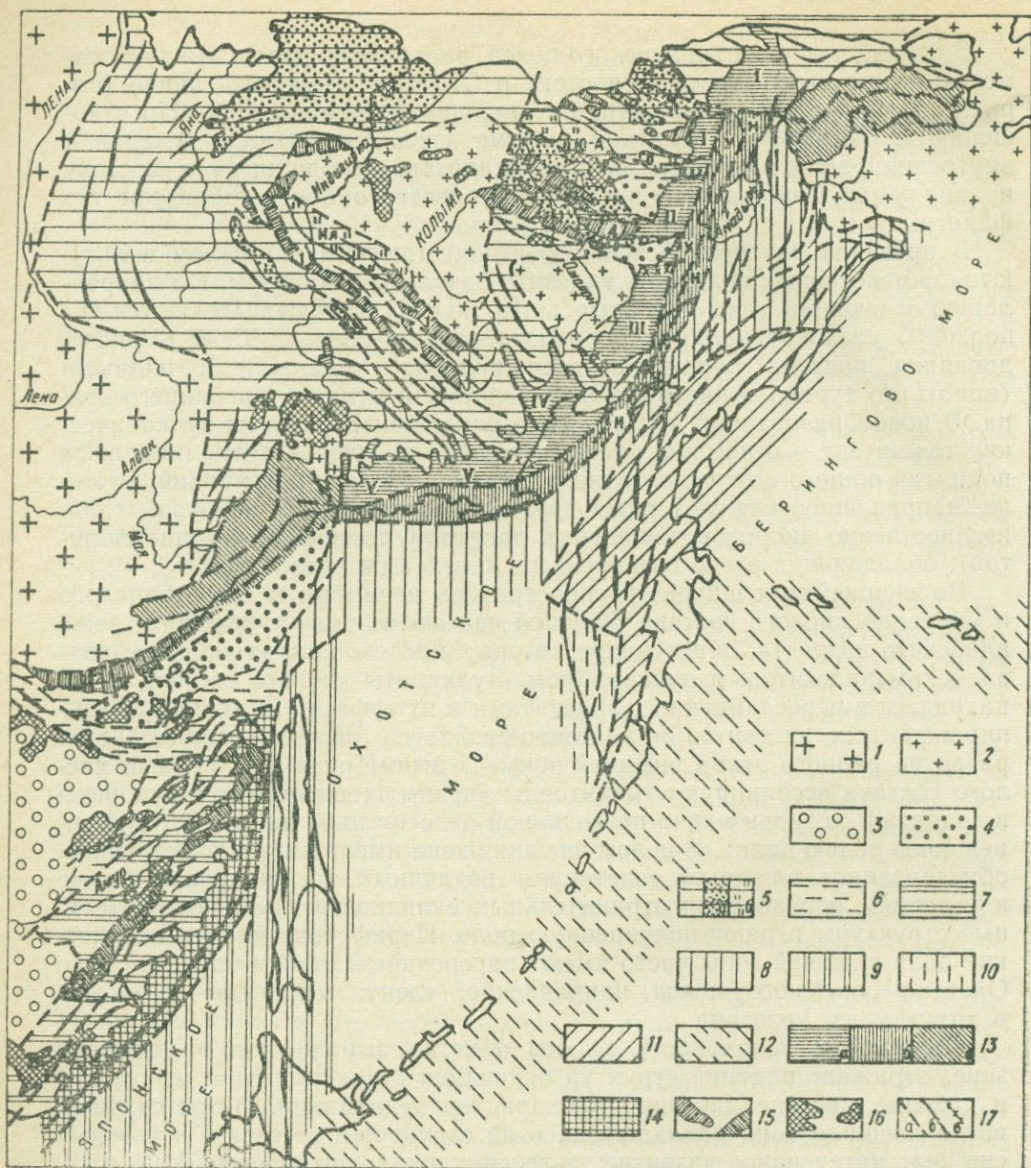
В пределах внутренней зоны преимущественным развитием пользуются пироксеновые андезиты, андезито-базальты и их туфы. По направлению от внешней зоны к Анадырско-Корякской системе выделяются две подзоны: унаследованная и новообразованная (Белый, 1968). Унаследованная подзона характеризуется наиболее мощными и полными (вплоть до турона — низов сенона) разрезами вулканитов раннего этапа. В новообразованной подзоне преимущественно развиты вулканические толщи апт — сеномана, слагающие обычно крылья антиклинальных поднятий общего северо-восточного и субширотного простираний. Этому же направлению следуют ряды крупных гранитоидных интрузий (преимущественно диоритов, кварцевых диоритов, тоналитов и гранодиоритов), обладающих резко выраженным натриевым характером.

Во внешней зоне широко распространены игнимбриты и туфы кислого и умеренно кислого состава большей частью сеноман-туронского, реже альбского возраста, образование которых последовало за мощным апт-альбским андезитовым вулканизмом. Вулканиты кислого состава часто находятся в переслаивании с андезитами и их туфами. Излияниями двупироксеновых андезитов и андезито-базальтов обычно заканчивается развитие раннего этапа внешней зоны. С игнимбритами и туфами кислого состава ассоциируют гранитоиды (преимущественно гранодиориты и граниты) со значительно повышенной относительно интрузий внутренней зоны ролью калия. В целом внешняя зона имеет мозаичное строение, обусловленное сложным сочетанием различных по размерам, форме и условиям образования отрицательных вулканоструктур; положительные структуры играют подчиненную роль. Периферические вулканические поля внешней зоны часто имеют поперечное к общему простиранию Охотско-Чукотского пояса направление, следуя системам разломов в структурах мезозоид.

Поперечная зональность, особенно четко выраженная во внешней зоне, отражает влияние структур основания (ими являются мезозонды и древние жесткие массивы) на характер вулканизма. В тех случаях, когда внешняя зона накладывалась на структуры мезозоид, в которых еще шло интенсивное развитие эпигеосинклинального орогенного магматизма, вулканизм наследовал характер магматизма мезозоид (Белый, 1969). Таким образом, в Центральном-Чукотском районе образовалась мощная апт-альбская игнимбритовая формация, как бы продолжавшая эпигеосинклинальный гранитоидный магматизм Амгуэмо-Аньюской зоны. Андезитовый вулканизм в Центральном-Чукотском районе начался только в сеномане. Наоборот, в Средне-Анадырском районе формирование пояса началось извержениями оливин-пироксеновых базальтов, в чем можно видеть наследование предшествовавшего существенно базальтового магматизма Олойской зоны мезозоид.

Фланги — это районы затухания Охотско-Чукотского пояса. Продольной зональностью они не обладают, так как наложены главным образом на жесткие дорифейские массивы и структуры мезозоид, следуя простиранию крупнейших зон разломов. По характеру разрезов и условиям залегания вулканитов фланги сходны с некоторыми районами внешней зоны.

Вулканиты среднего и позднего этапов не имеют столь существенного значения в строении Охотско-Чукотского пояса, как толщи раннего эта-



Позднемезозойские и мезо-кайнозойские вулканические пояса в структурах Восточной Азии (районирование мезозойских и более древних складчатостей дано по С. М. Тильману) Сибирская платформа — 1. Жесткие массивы: 2 — дорифейские, 3 — байкальские, 4 — палеозойские. Мезозойды: 5 — Верхояно-Чукотская область (в ее пределах: а — прогибы и впадины, заполненные «нижними молассаами», б — регенерированные геосинклинальные прогибы); 6 — Монголо-Охотская система; 7 — Сихотэ-Алинская система. Область кайнозойской складчатости: 8—10 — структуры, сформировавшиеся в ларамийские фазы складчатости (8 — Анадырско-Корякская система, 9 — Хоккайдо-Сахалинская система, 10 — структуры юго-западной Камчатки); 11 — Олюторско-Камчатская система (неогеновая складчатость). Современные геосинклинальные системы и вулканические дуги — 12. Вулканические пояса: 13, 14 — Восточно-Азиатская система вулканических поясов (13 — Охотско-Чукотский пояс: а — внешняя зона, б — внутренняя зона, в — фланги; 14 — Сихотэ-Алинский пояс); 15 — эпигеосинклинальные вулканические пояса в структурах мезозонд; 16 — поля и зоны доплиоценовых вулканитов неопределенного тектонического положения. Структурные обозначения: 17 а — некоторые крупнейшие глубинные разломы, 17 б — простираение складчатости, 17 в — границы вулканических районов во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса.

Цифровые и буквенные обозначения на рисунке. Эпигеосинклинальные вулканические пояса: 1 — Уяндинско-Ясачнинский, 2 — Курьинский, 3 — Олойско-Березовский, 4 — Удский. Вулканические районы Охотско-Чукотского пояса: I — Центрально-Чукотский, II — Средне-Анадырский, III — Пенжинский, IV — Омсуканский, V — Центрально-Охотский. Подзоны внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса: у — унаследованная, н — новообразованная. Регенерированные геосинклинальные прогибы: Ил — Илин-Тасский, Ю-А — Южно-Аноийский

па. В течение среднего этапа образовалась игнимбритовая (липаритовая, на флангах местами трахит-липаритовая) формация, а в течение позднего — базальтовая. В Чукотском отрезке эти формации локализируются преимущественно во внутренней зоне, а в Охотском — главным образом во внешней. Оба этапа совпадали по времени с периодом эпигеосинклинального орогенеза в Анадырско-Корякской системе.

Основанием внешней зоны Охотско-Чукотского пояса являются главным образом структуры Верхояно-Чукотских мезозоид, а флангов — преимущественно жесткие дорифейские массивы. Иные типы структур образуют основание внутренней зоны. В бассейнах рек Анадыря и Пенжины, в пределах новообразованной подзоны хорошо видно, что апт-альбские наземные вулканические толщи наложены иногда со слабым структурным несогласием, иногда без видимого несогласия на существовавшие морские отложения валанжина и готерив-баррема. Среди валанжинских отложений преобладают сложно переслаивающиеся между собой вулканомиктовые песчаники, алевролиты и туффиты, сложенные существенно кластическим материалом андезитового состава. Среди готеривских и готерив-барремских отложений преобладают туфобрекчии и туфы андезито-базальтового, андезитового, дацитового и базальтового составов, обычно окрашенные в зелено-фиолетовый и голубовато-зеленый цвет. Выше них иногда встречаются довольно мощные существенно континентальные разнообломочные вулканомиктовые толщи баррем-аптского возраста. Аналогичные отложения обнажаются и в пределах северо-западного борта Пенжинского прогиба Анадырско-Корякской системы. В юго-восточном направлении они приобретают большую сортированность, увеличиваются в мощности, в их разрезах становится больше нормально осадочных пород. Из этого можно заключить, что новообразованная подзона Охотско-Чукотского вулканического пояса наложена на периферическую часть Анадырско-Корякской геосинклинальной системы.

Для объяснения структур основания унаследованной подзоны решающее значение имеют исследования Н. Б. Заборовской и Г. Е. Некрасова на полуострове Тайгонос. Здесь полого дислоцированные наземные апт-альбские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, принадлежащие к структурному комплексу Охотско-Чукотского пояса, в виде сравнительно узкой полосы прослеживаются вдоль системы крупных глубинных разломов, названных Вискичунской шовной зоной (Заборовская и др., 1965). Вероятно, эту шовную зону можно рассматривать в качестве юго-восточной границы унаследованной подзоны. Апт-альбские образования несогласно залегают на существовавшие морских вулканогенно-осадочных отложениях готерива (1700 м), также примыкающих непосредственно к Вискичунской шовной зоне, и на существенно субэкральных вулканогенных толщах среднего, основного и кислого состава (3500—4300 м) волжского — валанжинского возраста. Эти вулканогенные толщи слагают своеобразную крупную асимметричную структуру, в которой относительно Вискичунской шовной зоны различаются два крыла: юго-восточное и северо-западное. Узкое юго-восточное крыло имеет вид крутой моноклинали. Ширина северо-западного крыла достигает 20—22 км. Близ Вискичунской шовной зоны пласты вулканитов стоят на головах. В северо-западном направлении они постепенно приобретают более пологое залегание, а затем образуют моноклираль со средним наклоном пластов около 30°, усложненную разломами и флексурами преимущественно северо-восточного простирания. Материалы Н. Б. Заборовской и Г. Е. Некрасова позволяют полагать, что в течение всей юры вдоль Вискичунской шовной зоны проявлялся субэкральный андезитовый вулканизм. Ранее (Белый и др., 1964; Белый, 1968, 1969; Паракецов, 1966) было показано, что в бассейнах рек Пенжины и Анадыря на месте унаследованной подзоны в поздней юре — готериве су-

ществовала зона интенсивного субаэрального вулканизма (по-видимому, типа островной вулканической дуги).

В настоящее время нет достоверных данных о геологическом строении районов внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса к западу от Ямской губы. Однако можно полагать, что здесь развиты те же типы позднемезозойских структур, что и на полуострове Тайгонос.

Изложенный материал указывает на то, что в течение поздней юры — готерива на месте унаследованной подзоны Охотско-Чукотского пояса развивалась специфическая тектоническая зона с интенсивными проявлениями субаэрального вулканизма. Эту зону также можно отнести к категории вулканических поясов, однако принципиально иного типа, чем более поздний Охотско-Чукотский пояс. Вулканический пояс позднеюрского — готеривского возраста был связан, вероятно, только с зоной сочленения Верхояно-Чукотской области и Анадырско-Корякской системы. Он возник в иных тектонических условиях, скорее всего, сходных с существующими в современной Курило-Камчатской вулканической дуге, и характеризуется, судя по районам полуострова Тайгонос, иными, чем Охотско-Чукотский пояс, типами структур. Может быть, целесообразно дать ему собственное название, например: Тайгоносский вулканический пояс (позднеюрского — готеривского возраста).

Анализ пространственно-временных соотношений Охотско-Чукотского, Тайгоносского и Удского вулканических поясов показывает, что эти разнотипные структуры приурочены к единой системе длительно развивающихся глубинных разломов. Из этого следует прежде всего вывод о том, что при классифицировании вулканических поясов, как особых тектонических элементов, надо исходить из анализа развития смежных с ними геосинклинальных (складчатых) структур.

Сихотэ-Алинский вулканический пояс также относится к типу краевых вулканических поясов. Его наблюдаемая в пределах суши часть, по-видимому, соответствует внешней зоне Охотско-Чукотского пояса. Общая тектоническая обстановка, в которой начали формироваться эти вулканические пояса, идентична. К концу сенона Сихотэ-Алинская система мезозой уже представляла собой единый континентальный блок с общей тенденцией к воздыманию, а в Хоккайдо-Сахалинской геосинклинальной системе шло интенсивное прогибание, сопровождавшееся накоплением существенно терригенных толщ. Таким образом, позднеэоценово-раннепалеогеновый этап развития Сихотэ-Алинского пояса соответствует апт-туронскому этапу Охотско-Чукотского пояса.

Развитие Сихотэ-Алинского пояса началось извержениями больших объемов вулканитов кислого состава («ольгинские кварцевые порфиры»), после чего последовали извержения преимущественно андезитов, андезито-дацитов и их туфов (самаргинская и маломихайловская свиты). С последними тесно ассоциируют кислые вулканиты, обычно выделяемые в богопольскую свиту (Салун, 1964), а также интрузии гранитоидов, относимые (Изох и др., 1966) к верхнеудоминской серии. Нетрудно видеть, что эволюция вулканизма в Сихотэ-Алинском поясе имела иной характер, чем в подавляющей части Охотско-Чукотского пояса, за исключением его Центрально-Чукотского района. Это объясняется тем, что в Сихотэ-Алинском поясе, как и в Центрально-Чукотском районе вулканизм как бы продолжает мощный эпигеосинклинальный гранитоидный магматизм в мезозойдах. Схемы эволюции позднеэоценово-раннепалеогеновых интрузивных комплексов в Сихотэ-Алинской складчатой системе и вулканическом поясе, приводимые в работе Э. П. Изоха и др. (1967), подтверждают сделанный выше вывод.

Существенную роль в структуре Сихотэ-Алинского вулканического пояса играют мощные толщи андезито-базальтов, базальтов и андезитов (кузнецовская, кизинская свиты) с подчиненным количеством вулканитов кислого состава (кхучинская свита), которые, по устному сообщению

М. А. Ахметьева, относятся к олигоцену — раннему миоцену. Однозначно объяснить историко-геологические позиции этих толщ, исходя их опыта изучения развития Охотско-Чукотского пояса, нельзя. Возможно, их формирование следует параллелизовать с раннепалеогеновым этапом развития Охотско-Чукотского пояса. Однако не исключено, что они возникли и вследствие олигоцен-миоценовой регенерации геосинклинальных условий в Западно-Сахалинской зоне, о чем, по-видимому, могут свидетельствовать преобладание в их разрезах двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов (устное сообщение М. А. Ахметьева) и широкое распространение гранитоидных интрузий (прибрежная серия, по Э. П. Изоху и др., 1967), которые прорывают кузнецовскую свиту (олигоцен) и перекрыты с холодным контактом кизинской свитой (миоцен).

Вулканические зоны внутренних частей мезозойд. В пределах мезозойд и жестких массивов находится значительное количество вулканических полей, возраст которых более или менее четко укладывается в интервалы времени формирования краевых вулканических поясов. Обычно в их строении преобладают породы кислого и среднего состава, хотя среди неогеновых образований Западного Сихотэ-Алиня довольно широко распространены базальты.

С этими вулканическими полями, как и во внешних зонах краевых вулканических поясов, ассоциируют приповерхностные интрузии гранитоидов. В пределах Верхояно-Чукотской области изверженные породы этих комплексов часто отличаются от одновозрастных образований Охотско-Чукотского пояса повышенной щелочностью; иногда среди них встречаются и щелочные породы.

Относительно природы этих магматических образований могут быть высказаны два предположения. Первое — что вулканические породы и интрузии связаны с поздней стадией эпигеосинклинального орогенеза мезозойд; второе — что они причинно связаны с процессами формирования краевых вулканических поясов. Автор склонен придерживаться второго предположения.

Кроме отмеченных вулканических образований, на территории мезозойд и краевых вулканических поясов известны проявления плиоцен-четвертичного вулканизма. Особенно многочисленны они в Приморье. Их возникновение, как и вообще проявление новейшего вулканизма на востоке Азии, вряд ли можно рассматривать во взаимосвязи с теми явлениями, которые привели к формированию эпигеосинклинальных и краевых вулканических поясов. На схеме плиоцен-четвертичные вулканические образования не показаны.

В. К. САДАКОВ

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ БЕРИНГОВСКОЙ ВЕТВИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Беринговская ветвь, занимающая южную часть Чукотского полуострова, ориентирована по отношению к Охотско-Чукотскому поясу почти под прямым углом и является поперечной структурой, глубоко вдающейся в Чукотские мезозойды. С Охотско-Чукотским поясом она сочленяется по Верхне-Амгуэмскому вулкано-тектоническому прогибу.

Формирование Беринговской ветви началось в апт-альбе, когда были образованы три толщи (снизу вверх):

1) туфогенно-осадочная, сложенная туфогенными конгломератами, песчаниками, алевролитами и редкими пластами каменного угля;

2) андезитовая, представленная андезитовыми порфиритами, их туфами и туффитами;

3) дацитовая, состоящая из дацитов, кварцевых порфиров, игнимбри-тов и туфов с прослоями туфогенных песчаников и туффитов. С ранне-меловой вулканической деятельностью связано внедрение интрузий ро-говообманковых диоритов, гранодиоритов и гранитов, по составу сход-ных с Охотским типом. Эти породы совместно с вулканическими обра-зуют раннемеловую андезит-диоритовую вулкано-плутоническую фор-мацию.

Начало позднего мела ознаменовалось накоплением толщи вулкани-тов кислого состава, преимущественно игнимбри-тов, туфов и реже ту-фогенных песчаников с флорой сеноман-турона. Лавы липаритов в этой толще встречаются только вблизи центров извержений. С вулканической деятельностью этого времени связано внедрение гранитов, по петрохи-мическим особенностям сходных с позднемеловыми вулканитами. Граниты и покровы совместно с субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров образуют позднемеловую липарито-гранитную вулкано-плу-тоническую формацию, являющуюся конечным звеном первого цикла вул-кано-плутонической деятельности. По своим петрохимическим особен-ностям породы липарит-гранитной формации занимают крайнее положение в ряду закономерно изменяющихся во времени составов магм: андезит → дацит → липарит. Только на том основании, что между раннемеловыми и позднемеловыми вулкано-плутоническими формациями существует пе-рерыв в вулканической деятельности, липарит-гранитная формация вы-деляется как самостоятельная. Суммарная мощность вулканогенных толщ, образованных в результате вулканической деятельности первого цикла, достигает 2,5—3,0 км.

Вулканиты второго цикла, продолжавшегося в течение палеоцена, пользуются относительно небольшим распространением, а их мощность не превышает 300—400 м. Так же, как и в первом цикле, состав вулканитов изменяется от основных до кислых (от базальтов до липаритов). Их отличительной особенностью является повышенная щелочность. По петрохимическим особенностям они близки к вулканической ассоциации Йеллоустонского парка. Вулканическая деятельность второго цикла со-провождается внедрением интрузий габбро-базальтов, горнблендитов, монзонитов, диоритов, сиенито-диоритов и гранодиоритов.

Наиболее молодыми эффузивными породами являются неоген-четвер-тичные базальты, выходы которых известны в бассейне рек Мамчергыр-гын и Нуямовеем. В бассейне р. Энмелен известен небольшой палео-вулкан, базальтовый поток которого выполняет долину реки. С этим этапом вулканизма связаны дайки базальтов. Они широко развиты на территории Чукотки и образуют протяженные (60—80 км) меридиональ-ные пояса (бассейны рр. Лынкынейвеем, Кукенливеем, Амгенский по-луостров).

Типы вулкано-тектонических структур Беринговской ветви закономер-но изменяются во времени и в основном зависят от состава извергав-шейся магмы. С извержениями раннемеловых магм андезитового соста-ва связано образование вулкано-тектонических горстов. Они отделяют отрицательные вулкано-тектонические структуры от мезозойских склад-чатых сооружений (Кымынейвеемский) или разделяют их между собой (Матачингайский). В геоморфологическом отношении вулкано-тектони-ческие горсты занимают наиболее высокие горные хребты и гряды — Матачингайский горст слагает Искатеньский хребет, Нуямовеемский горст является водораздельным хребтом между реками, впадающими

в Чукотское и Берингово моря. Горсты ограничены протяженными тектоническими разрывами с амплитудами смещения до одного и более километра. К ним приурочены выходы интрузии раннемеловых диоритов и гранодиоритов. Размещение и ориентировка вулcano-тектонических горстов в большинстве случаев контролируются унаследованными тектоническими разрывами, существовавшими еще при формировании мезозойской складчатой области. Характерным примером является Нунямове-емский горст, расположенный вдоль границы Колючинско-Мечигменского мезозойского прогиба и Эскимосского массива. В длину горсты прослеживаются на расстоянии до 100—140 км при ширине 20—30 км.

При формировании дацитово-во-й толщи происходит образование как отрицательных, так и положительных вулcano-тектонических структур — горстов, подобных тем, которые образовались при накоплении андезитовой толщи. Примером может служить Маравамский горст, с севера ограничивающий Верхне-Амгуэмский вулcano-тектонический прогиб. Образование его связано с оживлением тектонических движений по разрывам, ограничивающим с севера Искатеньскую впадину, выполненную валанжинскими позднегеосинклинальными отложениями.

Отрицательные структуры, образованные при формировании дацитовой толщи, известны в бассейне р. Кукенливеем, где вулcano-тектоническая депрессия приурочена к Западно-Колючинскому региональному разрыву, ограничивающему с запада Эскимосский массив. Депрессия диаметром 15—20 км имеет в плане округлую изометричную форму. Амплитуда проседания, судя по мощности отложений, выполняющих депрессию, превышает 600—800 м. Выполнена она в основном игнимбри-тами с прослоями лав кварцевых порфиров и туфов, нередко агломератовых. В пределах депрессии закартированы жерловины, выполненные лавами, по составу сходными с покровами. Диаметр жерловин 30—50 м и вблизи них развиты глыбовые и агломератовые туфы и кластолавы.

Наиболее крупными структурами являются вулcano-тектонические прогибы, образование которых связано с компенсационным прогибанием земной коры, вызванным извержением на дневную поверхность больших объемов магматического расплава. Из них наиболее крупными являются Верхне-Амгуэмский, Крестовский и Улювеемский прогибы, площади которых определяются в 20—30 тыс. км².

Тектоническое положение прогибов различное. Так, Улювеемский прогиб развит вдоль Западно-Колючинского регионального разрыва, в связи с чем он напоминает грабен, выполненный позднемеловыми вулканитами. Длина его достигает 110—130 км, ширина 20—30 км, а амплитуда проседания 2 км. Контур Крестовского вулcano-тектонического прогиба в общих чертах совпадают с границами Эскимосского массива, выделенного В. Ф. Белым. Образование Верхне-Амгуэмского вулcano-тектонического прогиба связано с оживлением тектонических разрывов, развитых в зоне сочленения Паляваамского мегасинклинория и Эскимосского массива. Прогибы в краевых частях ограничены серией тектонических разрывов, контролирующей размещение позднемеловых интрузий гранитов. Так, в краевых частях Крестовского прогиба вскрываются Средне-Эргувеемский, Эргувеемский, Эчкачекский, Искатеньский и другие массивы. Цепочка гранитоидных интрузий ограничивает с востока Улювеемский прогиб, в то же время они практически отсутствуют вдоль западной окраины прогиба. Здесь широко развиты палеогеновые (?) покровы андезитов и сопровождающие их субвулканические интрузивы.

Вулcano-тектонические прогибы охватывают площади интенсивного развития позднемеловой вулканической деятельности и являются сложно построенными структурами. В их пределах выделяются более мелкие вулcano-тектонические депрессии и реже отмечаются вулканические купола. Площади этих депрессий изменяются в пределах 300—1000 км²,

и они по размерам вполне сопоставимы с современными вулканами. В пределах Верхне-Амгуэмского вулcano-тектонического прогиба закартированы Укоечхойгуамская, Покыткынваамская, Маравваамская депрессии, а на территории Крестовского прогиба намечаются Янрамайвеемская, Средне-Эргувеемская и Эчкачекская.

Вулcano-тектонические депрессии в плане изометричны, часто с ломаными бухтообразными очертаниями и ограничены серией тектонических разрывов. Выполнены они, как правило, игнимбритами. В краевых частях депрессий они сменяются туфами, нередко лапиллиевыми и агломератовыми.

Вулканические жерловины в пределах депрессии устанавливаются редко, по-видимому, они в большинстве случаев перекрыты игнимбритовыми потоками. Жерловина, закартированная в Эчкачекской депрессии, располагается в краевой части и имеет поперечник 600—700 м. В центральной части она сложена липаритами с круто падающей (70—80°) флюидалностью. Липариты прорывают лавобрекчии, которые в верхних частях склона переходят в горизонтально лежащие покровы. Подобные же жерловины установлены в Янрамайвеемской и Укоечхойгуамской депрессиях. В Эчкачекской, Средне-Эргувеемской, Янрамайвеемской и особенно в Ионивеемской депрессиях широко развиты интрузии позднемеловых лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Интрузии окаймляют вулcano-тектонические структуры и являются кольцевыми. К этим же депрессиям приурочены почти все известные в пределах Беринговской ветви месторождения олова и шлиховые ореолы касситерита.

Следует отметить, что все известные вулcano-тектонические депрессии за исключением Эчкачекской, геоморфологически выражены и расположены в пониженных участках рельефа.

В бассейне р. Лимгытыно́т на аэрофотоснимках дешифрируется вулканический купол. В геоморфологическом отношении он представлен обособленной горной группой; ее абсолютные отметки плавно повышаются к центральной части и круто снижаются к расположенной в центре межгорной котловине, имеющей диаметр 10—12 км. Гидросеть в районе вулканического купола имеет рисунок, близкий к радиальному, а отдельные водотоки в окраинных частях палеовулкана образуют изгибы.

При изучении первичных материалов геологосъемочных партий выявлено, что в нижних частях склонов межгорной котловины обнажаются лапиллиевые, агломератовые и пепловые туфы. Верхние части склонов сложены лавами и лавобрекчиями липаритов. Слои падают периклинально, что хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. В центральной части котловины отмечаются две небольшие возвышенности, сложенные розовато-серыми и серовато-красными гранитами и гранит-порфирами. Кроме того, в днище котловины дешифрируется серия ветвящихся даек субмеридионального и широтного направлений. Интрузии гранитов и гранит-порфиров по петрохимическому составу сходны с развитыми здесь покровами липаритов и, очевидно, выполняют жерловину действующего в позднем мелу вулкана. Котловина же представляет собой остатки кальдеры, образованной в заключительные этапы деятельности вулкана. Местоположение вулканического купола фиксируется гравиметрическим минимумом (до 19 мгл).

Основные поля развития палеогеновых вулканогенных пород приурочены к зонам сочленения раннемеловых горстов и позднемеловых вулcano-тектонических прогибов. Так, в зоне сочленения Верхне-Амгуэмского прогиба и Матачингайского горста они в виде полукольца охватывают с юга и востока прогиб. Полоса палеогеновых покровов и субвулканических интрузий широко прослеживается в зоне сочленения Крестовского прогиба и Кымынвеемского вулcano-тектонического горста, а также в зоне сочленения Улювеемского и Нунямвеемского прогибов.

Более мелкие поля палеогеновых вулканитов устанавливаются в краевых частях позднемеловых вулcano-тектонических структур. Однако в основном здесь картируются субвулканические дайкообразные тела, круто падающие к центральным частям депрессии. Примером могут служить интрузии андезитов в северной части Янрамайвеевской депрессии, где отдельные тела прослеживаются на 8—10 км при мощности 500—600 м. Они падают к центру вулканоструктуры под углом 50—60°: подобные же интрузии известны в Эчкачекской депрессии. Кольцевые дайки и мелкие штокообразные тела андезитов картируются и в краевой части вулканического купола бассейна р. Лимгытынот. Примером палеогеновых субвулканических интрузий, залегающих в центральных частях вулcano-тектонических депрессий, является Право-Мараваамская группа интрузий, расположенных в Мараваамской вулcano-тектонической депрессии. Они сложены кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами и диоритовыми порфиритами и фиксируются Лево-Амгуэмской кольцевой магнитной аномалией. От более древних вулканогенных пород палеогеновые породы отличаются высокой магнитностью.

Тесная пространственная взаимосвязь позднемеловых и палеогеновых вулcano-плутонических формаций позволяет предполагать и их генетическую связь. Извержение больших объемов магматического материала в конце позднего мела нарушило равновесие в земной коре и привело к внедрению магмы андезитового состава, из которой образовались породы палеогеновой вулcano-плутонической формации. Ее возраст на территории Восточной Чукотки устанавливается условно. Не исключена ее тесная, не только пространственная, но и временная связь с верхнемеловыми вулканитами.

Позднемеловые вулcano-тектонические депрессии контролируют размещение оловянной минерализации. Так, например, в краевых частях Эчкачекской вулcano-тектонической депрессии расположены Эльмаунское, Водораздельное, Загадочное и Пинькуньское оловянные месторождения. Широко развиты шлиховые ореолы касситерита в пределах Улювеевского вулcano-тектонического прогиба и Средне-Эргувеевской депрессии. Известны шлиховые ореолы в водотоках, дренирующих вулканический купол бассейна р. Лимгытынот. С полями палеогеновых вулканитов, по-видимому, связаны ртутная, сурьмяная и золоторудная минерализации. Так, с площадью развития палеогеновых покровов и субвулканических интрузий, приуроченных к сочленению Верхне-Амгуэмского прогиба и Матачингайского горста, совпадает Матачингайский ртутноносный район. В его пределах известны рудопроявления сурьмы (бассейн р. Матачингай) и золота (рр. Эльдгынтаграун, Матачингай, Тнеквем). В зоне сочленения Крестовского прогиба и Кымынейвеевского горста, где также широко распространены палеогеновые субвулканические интрузии, выявлено сурьмяное месторождение. Шлиховые ореолы кинновари и золота известны также в зоне сочленения Улювеевского прогиба и Нунямовеявского вулcano-тектонического горста, характеризующейся широким развитием палеогеновых вулканитов.

Приведенные факты указывают на контроль вулcano-тектоническими структурами минерализации олова, золота, кинновари и сурьмы. Поэтому изучение этих структур крайне важно для направления поисковых работ.

МЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ И ЕГО МЕСТО В ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИКОЛЫМЬЯ

Под Северо-Восточным Приколымьем понимается территория, охватывающая бассейны Большого и Малого Анюев (правые притоки Колымы) и правобережье р. Омолона в нижнем и среднем течении. Этот регион включает структуры с различным геологическим строением — Анюйскую складчатую зону, Южно-Анюйский прогиб, Анюйско-Олойский блок и прилегающий отрезок Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. На рассматриваемой территории широко проявились процессы мезозойской тектоно-магматической активизации, в той или иной степени охватившие все тектонические структуры. Мощное развитие мелового субаэрального вулканизма в разнородных структурах в сочетании с разнообразным интрузивным магматизмом делает этот район благоприятным объектом для изучения как магматических процессов, так и их соотношений с тектоническим развитием различных структур и всего Северо-Восточного Приколымья в целом.

Наиболее ярко меловой магматизм проявился в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, полностью сложенном продуктами наземных извержений и связанными с ними субвулканическими и интрузивными образованиями. Однако и в пределах смежных структур широко распространены поля меловых вулканитов, разнообразные по масштабам и формам проявления интрузии. Достаточно отметить, что продуктами меловой магматической деятельности занято около 30% площади Северо-Восточного Приколымья (не включая Охотско-Чукотский пояс), причем примерно 24% приходится на долю эффузивных покровов.

В таблице приведены площади распространения продуктов мелового магматизма Северо-Восточного Приколымья.

Распределение площадей мелового магматизма различных вулканических районов Северо-Восточного Приколымья (в скобках — % общей площади тектонических структур)

Вулканические районы	Эффузивные образования, км ²	Интрузивные образования, км ²	Общая площадь мелового магматизма, км ²
Анюйско-Олойский блок	23 000 (33)	2 800 (4)	25 800 (37)
Южно-Анюйский прогиб	5 000 (24)	700 (3)	5 700 (27)
Анюйская зона	1 400 (4)	4 500 (13)	5 900 (17)
Северо-Восточное Приколымье	29 400 (24)	8 000 (6)	37 400 (30)

В зависимости от тектонического положения меловые вулканические образования различаются полнотой разреза и фациальными особенностями. Можно выделить несколько вулканических районов, соответствующих основным тектоническим структурам.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс занимает огромную территорию и характеризуется грандиозными извержениями, продолжавшимися в течение большей части мелового периода и палеогена. Рассматриваемый отрезок пояса примыкает с востока к структурам мезозойского протяжения 500—600 км. Вдоль западной границы пояса в его основании непрерывно прослеживается толща существенно грубообломочных отложений (чимчимемельская свита и ее аналоги) — конгломераты и конгломерато-брекчии, песчаники, реже алевролиты и аргиллиты. Отме-

чаются прослои туфов среднего и основного состава, редкие покровы базальтов. Мощность толщи меняется от 300 до 2 000—2 500 м, составляя на отдельных участках 30—50 м. К востоку она погружается под согласно залегающие эффузивные образования основного состава; мощность толщи в глубь пояса постепенно уменьшается; в составе ее появляется значительное количество базальтов и их пирокластов.

Основные эффузивы (500—1 500 м) расчленены на ряд толщ. В основании преобладают оливиновые и пироксеновые базальты и их туфы; в верхней части разреза значительная роль принадлежит андезитобазальтам. Выше несогласно залегают вулканогенные образования среднего состава. Мощность их меняется от 500 до 1 000 м. В основании толщи часто отмечаются конгломераты, туфопесчаники с обломками подстилающих пород. В составе эффузивов преобладают андезиты, их туфы, реже андезито-дациты, андезито-базальты, дациты.

Комплекс растительных остатков охарактеризованных выше толщ соответствует верхней половине раннего мела (аптский—альбский ярусы). Нижнемеловые вулканы распространены на большей части рассматриваемого отрезка Охотско-Чукотского пояса. Верхнемеловые образования, представленные преимущественно кислыми эффузивными толщами, образуют чаще всего локальные вулканоструктуры типа просянок, и лишь в северной и южной частях отмечаются обширные вулканические поля с платообразным залеганием.

В нижней части разреза верхнемеловых эффузивов повсеместно залегают лавы, туфы и игнибрииты кислого состава с редкими прослоями песчаников. Мощность их меняется от 200 до 1 200 м. На подстилающих породах кислые эффузивы ложатся несогласно, часто с конгломератами (0—300 м) в основании. В бассейне Яблони эти образования слагают нижнюю часть разреза еропольской толщи (Белый и др., 1964), в бассейне Еропола они выделены в аунейскую толщу (Палымский, 1969), в верховьях Малого Аноя отнесены в алькаквуньской свите (Дегтярев, 1965). В северной и южной частях рассматриваемого отрезка пояса выше кислых эффузивов залегают андезиты, андезито-базальты с подчиненным количеством туфов среднего состава (500—650 м). В бассейне р. Еропола они выделены в тувыйскую толщу (Палымский, 1969). По комплексам растительных остатков возраст верхнемеловых эффузивов, по-видимому, соответствует сеноман—туруну. Более молодые эффузивные образования достоверно не установлены.

Аноյско-Олойский блок—второй по величине вулканический район Северо-Восточного Приколымья. Это сложная складчато-глыбовая структура, сформировавшаяся в северной более опущенной части Омолонского массива в результате переработки его тектоническими движениями под влиянием прилегающих с севера мезозойских складчатых зон и располагающегося восточнее Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Довгаль и др., 1966; Городинский и др., 1969). В строении блока участвует мощный (около 10 000 м) комплекс осадочных и вулканогенных пород, охватывающих возрастной диапазон от среднего палеозоя до верхнего мела включительно. Широко проявлен интрузивный магматизм, в формировании которого намечается три этапа—палеозойский, позднюрский и меловой; наиболее интенсивно проявился меловой магматизм.

Наземные вулканические покровы мелового возраста занимают 23 000 м², или 33% от общей площади Аноյско-Олойского блока (см. таблицу). Обширные вулканические поля приурочены к зоне сочленения блока с Омолонским массивом и Южно-Аноյским прогибом, к краевым частям крупных синклиналий структур. Мелкие поля и отдельные вулканоструктуры распространены в разных участках блока. В конце раннего мела на территории Аноյско-Олойского блока происходили массовые излияния и извержения базальтов, андезитов и их туфов. Верхнемеловые

преимущественно кислые эффузивы распространены локально в западной и восточной частях блока.

В нижней части разреза нижнемеловых вулканитов местами отмечаются грубообломочные отложения — конгломераты, конгломерато-брекчии, гравелиты, песчаники, мощность которых достигает 200—300 м. Выше согласно, иногда перекрывая более древние отложения, залегают базальты, андезито-базальты, туфы этих пород, реже андезиты мощностью 400—1000 м. Верхнюю часть разреза составляет толща среднего состава — андезиты, андезито-дациты, их туфы. Мощность толщи варьирует от 300 до 1000 м. В пределах крупных вулканических полей андезитовая толща структурно связана с подстилающими основными эффузивами. В других участках блока она образует отдельные вулканоструктуры; в основании толщи появляются линзы и прослои конгломератов с обломками подстилающих пород.

В верхнемеловое время в основном происходили извержения липаритовых и липарито-дацитовых игнимбритов и лав; в западной части среди них встречаются более щелочные породы — трахилипариты, трахиты. Залегают верхнемеловые эффузивы, как гравило, несогласно, образуя изолированные вулканоструктуры. В восточной части блока, в непосредственной близости от границы Охотско-Чукотского пояса, выше кислых эффузивов залегают базальты, андезиты, в меньшей мере туфы мощностью 200—300 м, возраст которых разными исследователями трактуется либо верхним мелом, либо палеогеном.

Южно-Аньюйский вулканический район совпадает с Южно-Аньюйским прогибом (Радзивилл, 1964) — шовной приразломной структурой, приуроченной к границе Аньюйской складчатой зоны и Аньюйско-Олойского блока. Верхнеюрские-раннемеловые кремнисто-спилитовые и терригенные отложения прогиба смяты в сложные, нередко изоклинальные и опрокинутые складки, осложненные сбросами и надвигами. Широко распространены небольшие по размерам верхнеюрские интрузии различного состава и массивы меловых гранитоидов. Меловые вулканические и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования образуют обширные вулканические поля, вытянутые в субширотном направлении вдоль южного и северного флангов прогиба, а также ряд наложенных впадин и отдельных вулканоструктур в его западной и восточной частях. Площадь, занятая меловыми вулканитами, составляет 5000 км², или 24% от общей площади прогиба (см. таблицу).

Для этого района характерны эффузивы и извержения преимущественно базальтовой и андезито-базальтовой магмы. В восточной части структуры широко распространены вулканогенно-осадочные, чаще всего грубообломочные отложения, выполняющие наложенные впадины и залегающие в основании разреза вулканитов. В Нутесынской впадине (бассейн Малого Анюя) вулканогенно-осадочные отложения разделены на три свиты (снизу вверх) — нутесынскую (конгломератовую), тытыльвеемскую (базальтовую) и кульпольнейскую (конгломерато-песчаниковую) общей мощностью 1700—1800 м. К западу грубообломочные отложения постепенно выклиниваются; им соответствует пачка конгломератов и туфо-конгломератов (30—50 м), залегающая в основании толщи базальтов, андезито-базальтов, туфов и туфобрекчий основного состава. Мощность этой толщи колеблется от 150 м в восточной части структуры до 1000 м в ее центральной и западной частях. В верхней части разреза нижнемеловых вулканитов местами залегают андезиты, андезито-дациты и туфы среднего состава мощностью 200—400 м.

Верхнемеловые эффузивы образуют изолированные мелкие вулканоструктуры в различных участках Южно-Аньюйского района. Лишь в западной части, в нижнем течении Малого Анюя, они слагают более крупные вулканические поля, в составе которых выделяются две толщи. Нижняя толща (филипповская; В. С. Дегтярев, 1963) сложена липаритами,

дацитами, трахилипаритами, их туфами, игнимбритами, иногда трахитами, трахиандезитами. Мощность ее 150—500 м. В основании отмечаются туфоконгломераты. Верхняя толща (100—150 м), залегающая несогласно, представлена покровами базальтов, андезито-базальтов, трахибазальтов с маломощными прослоями и линзами туфов.

Мало-Аньюйский вулканический район расположен в Аньюйской складчатой зоне. В пределах Аньюйской зоны, входящей в состав Чукотской ветви мезозойд, развиты преимущественно песчано-сланцевые толщи раннего мезозоя, собранные в узкие линейные, часто изоклиналильные складки (Тильман, 1962). Меловые вулканогенные образования слагают небольшие изолированные поля, площадью не более 100 км². Преобладают нижнемеловые вулканы среднего состава, которым подчинены основные и кислые эффузивы. Общая площадь эффузивных покровов около 1 400 км², или 4% от площади Аньюйской зоны (см. таблицу). Характерна тесная пространственная ассоциация эффузивов с крупными гранитоидными интрузиями, площадь выходов которых составляет 4 500 км² (13% от площади зоны).

На большей части Мало-Аньюйского вулканического района нижнемеловые лавовые покровы размыты; в современном эрозионном срезе сохранились неки, многочисленные субвулканические интрузии, сопровождающие их дайки и небольшие реликты покровов. В составе их преобладают андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, иногда лавобрекчии, туфобрекчии и туфы.

Более полные разрезы вулканитов обнаруживают большое сходство с другими районами. На левобережье Малого Анюя в верхнем течении в основании разреза нижнемеловых эффузивов прослеживаются конгломераты (40—270 м) с прослоями туфогенных песчаников и алевролитов, несогласно налегающие на отложения триаса и юры. Выше ложатся собственно вулканогенные породы — базальты, андезиты, дациты, их туфы (150—300 м) при общем преобладании андезитов. Базальты приурочены к низам толщ, дациты — к ее верхней части. Эффузивы тяготеют к щелочному ряду. Верхнемеловые образования представлены толщей туфов, лавобрекчий кислого состава, в меньшей степени липаритов, дацитов, игнимбритов, общей мощностью 250—280 м. На отдельных участках выше залегают кайнотипные базальты (50—150 м), условно относимые к палеогену.

Вулканические формации. Меловой вулканизм Северо-Восточного Приколымья характеризуется исключительно наземными извержениями. Продукты вулканизма образуют либо чисто вулканические формации, либо входят в состав более сложных вулканогенно-осадочных комплексов, включающих, помимо эффузивов, тесно связанные с ними грубообломочные отложения лахарового или пролювиального происхождения. Сопоставление разрезов меловых вулканитов всех рассмотренных выше районов показывает, что несмотря на некоторые отличия все они обладают целым рядом общих черт. Учитывая особенности петрографического и химического состава (характерные парагенезисы пород), вертикальные и латеральные изменения, характер взаимоотношений, на территории Северо-Восточного Приколымья можно выделить, вне зависимости от структурного положения, три наземно-вулканические формации, слагающие единый вулканический цикл (Палымский, А. Радзивилл, В. Радзивилл, 1968): нижнемеловые — базальтовую (андезито-базальтовую) и андезитовую и верхнемеловую — липаритовую (игнимбритовую)*. Каждая из выделенных формаций отделена от другой поверхностью несогласия и залегают с базальными грубообломочными слоями в основании. Наи-

* Слагающая верхнюю часть разреза верхнемеловая андезито-базальтовая толща залегают, по-видимому, в основании следующего вулканического цикла. На территории Северо-Восточного Приколымья она пользуется ограниченным распространением, изучена еще недостаточно и в дальнейшем не рассматривается.

большей мощности грубообломочные отложения достигают в основании нижнемеловой базальтовой формации. Практически повсеместное их распространение и тесная связь с вулканогенными образованиями позволяют рассматривать эту толщу в качестве базального горизонта меловых вулканитов Северо-Восточного Приколымья, формирование которого связано с крупными структурными преобразованиями и, по-видимому, отражает начало нового тектоно-магматического этапа.

Четко устанавливается эволюция вулканизма во времени от основного к среднему и кислому, т. е. для всего вулканического цикла свойственна гомодромная последовательность. Для отдельных формаций характерны значительные колебания петрографических типов; вместе с тем, каждая формация обладает вполне определенными особенностями вещественного состава, выражающимися в преобладании тех или иных разновидностей пород.

Особенности состава находят также свое структурное выражение. Базальтовая формация образует крупные вулканические поля, вулканические прогибы и моноклинали, сформировавшиеся в результате массовых трещинных излияний и извержений. Центры вулканизма и связанные с эффузивами малые интрузии и субвулканические тела группируются в широкие зоны меридионального и северо-восточного простирания. Вулканиты андезитовой формации образуют чаще вулканокупольные структуры, располагающиеся вдоль тех же тектоно-магматических зон. Покровы кислых лав и игнибригов липаритовой формации локализируются в пределах тех же зон, но площади их развития значительно меньше. Для этой формации характерны кольцевые вулканоструктуры проседания, как крупные кальдеры, так и более мелкие просадки.

С эффузивными формациями связаны многочисленные малые интрузии и субвулканические тела (Палымская, Палымский, 1968), сохраняющие ту же последовательность формирования. Намечается также тесная пространственная и структурная приуроченность к вулканитам более крупных гранитоидных интрузий. В ряде случаев твердо установлена их связь с вулканическими образованиями (Гельман, 1965; Берлибле и др., 1968), в других — генетические связи гранитоидов с эффузивами до конца не выяснены, однако бесспорно, что они составляют вместе с последними единые вулcano-плутонические ассоциации.

Связь мелового вулканизма с тектоническим строением Северо-Восточного Приколымья. Состав и строение вулканических формаций, интенсивность вулканизма находятся в определенной зависимости от основных тектонических структур Северо-Восточного Приколымья. На Анойско-Олойском блоке широко распространены вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования базальтовой и андезитовой формаций; в Южно-Анойском прогибе преобладают породы базальтовой формации. Для Анойской складчатой зоны характерно слабое проявление преимущественно андезитового вулканизма наряду с чрезвычайно интенсивным меловым гранитоидным магматизмом.

Вместе с тем, как было показано выше, во всех тектонических структурах Северо-Восточного Приколымья, включая прилегающий отрезок Охотско-Чукотского пояса, распространены одни и те же вулканические формации. Для всех вулканических районов установлена одинаковая гомодромная последовательность вулканического цикла, тесная связь с аналогичной интрузивной деятельностью. Центры вулканизма и интрузивные тела размещаются в субмеридиональных тектоно-магматических зонах, пересекающих разнородные структуры. Эти данные могут свидетельствовать об однотипности мелового вулканизма на всей этой территории.

Большое значение для установления тектонического положения вулканических полей имеет, помимо формационного анализа, изучение западной границы Охотско-Чукотского пояса.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования Охотско-Чукотского пояса налегают на разновозрастные отложения, от среднепалеозойских до нижнемеловых включительно. В большинстве случаев между ними отмечаются резкие структурные и угловые несогласия; грубообломочные отложения пояса содержат гальку практически всех подстилающих осадочных, магматических и метаморфических пород. Наиболее четко структурное и угловое несогласие выражено на границе меловых покровов с палеозойскими, триасовыми и юрскими отложениями, причем нередко вулканические покровы пояса «срезают» более древние структуры под прямым углом. Иные соотношения, однако, наблюдаются там, где структуры пояса накладываются на позднемезозойские впадины, продолжавшие свое развитие в момент формирования пояса (Умкувеевская и Айнахургенская впадины Анойско-Олойского блока, Тытыльвеевская впадина Анойской зоны, в какой-то мере Нутесынская впадина Южно-Анойского прогиба). В этих впадинах нижняя часть разреза связана с позднегеосинклинальной стадией мезозойского, а верхняя — с формированием Охотско-Чукотского пояса. В пределах впадин сохраняется унаследованный режим, и вулканы пояса закономерно завершают их развитие (Афицкий, Палымский, 1969). Подобные же соотношения меловых вулканических толщ с подстилающими отложениями характерны для других районов Северо-Восточного Приколымья.

Согласно наиболее распространенной в настоящее время точке зрения вулканизм Охотско-Чукотского пояса и меловой вулканизм прилегающих структур обусловлены различными причинами и не имеют ничего общего (Белый и др., 1964; Белый и др., 1965; Тильман и др., 1969). Формирование Охотско-Чукотского пояса обычно связывается с начальными этапами развития Анадырско-Корякской системы, в то время как наземный вулканизм прилегающих районов по этим представлениям отражает позднеорогенную стадию развития мезозойского. Полученные нами материалы свидетельствуют об одновременности и тесной связи мелового вулканизма Северо-Восточного Приколымья, вне зависимости от его тектонической приуроченности, с вулканизмом Охотско-Чукотского пояса. Исходя из этих данных, можно предположить, что активизация вулканической деятельности в меловое время на всей рассматриваемой территории, включая Охотско-Чукотский пояс, обусловлена одними и теми же тектоническими причинами, проявившимися вне зависимости от предшествующего структурного плана.

Меловой вулканизм широко проявился и в других областях Северо-Востока СССР. Анализ взаимоотношений его с вулканизмом Охотско-Чукотского пояса, как правило, свидетельствует об их однотипности и одновременности (Дылевский и др., 1968; Юдин и др., 1968; Котляр, 1967, и др.). Более того, имеются указания на тесную связь вулканизма пояса с меловым вулканизмом Монголо-Охотской системы (Королев, 1967). Проявление однотипного вулканизма на огромной территории, одновременность вулканической активности в самых разнородных структурах может свидетельствовать о связи ее с синхронными тектоническими движениями, причины которых следует искать в подкоровых процессах.

С этих позиций правомерна постановка вопроса о самостоятельном крупном этапе позднемезозойской тектонической активизации (или вулкано-тектоническом этапе), охватывающем конец раннего — поздний мел и имеющем глобальное распространение (по крайней мере, на значительной площади Тихоокеанского сегмента земного шара). Охотско-Чукотский вулканогенный пояс как самостоятельный структурный тип — наиболее яркое, концентрированное выражение этого этапа.

НАДВИГОВЫЙ ТИП РАЗРЫВОВ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА И ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (НА ПРИМЕРЕ АРМАНСКОГО НАДВИГА)

Зона сочленения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Верхояно-Колымской складчатой системы изучена авторами на правобережье верхнего течения р. Армани. Здесь удалось установить крупную надвиговую структуру, приводящую в соприкосновение резко разнородные образования двух структурных этажей.

Нижний этаж, принадлежащий Верхояно-Колымской складчатой системе, в пределах изученного района сложен непрерывной серией морских терригенных осадков позднеюрского и юрского возраста: песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, редко вулканогенными породами, входящими в состав верхоянского комплекса.

Для этой части южной окраины Верхояно-Колымской системы характерны сопряженные друг с другом крупные брахискладки, одна из которых — кандычанская — явилась объектом изучения*. По выходам верхнеюрских отложений (иганджинской свиты), слагающих ее мульду, кандычанская складка от среднего течения р. Иганджи протягивается в юго-восточном направлении, расширяясь к верховьям р. Нелканджи. Ее размеры в плане измеряются десятками километров. Крылья осложнены рядом мелких (2—3 км в поперечнике) брахискладок при углах падения слоев 20—40°. В мульде породы наклонены под углом 50—70°.

Системе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса принадлежит верхний структурный этаж, подразделяющийся на два подэтажа.

Нижний, сеноман-туронский подэтаж сложен молассоидными вулканогенно-терригенными отложениями арманской свиты: золотоносные конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, лавы и туфы. Угловое и азимутальное несогласие между арманской и подстилающей ее иганджинской свитами установлено в коренном обнажении, тем не менее имеет место унаследованность структурного плана. Отложения арманской свиты образуют синклинали и аналогично ориентированную. Угол падения пород на крыльях составляет 35—50°, иногда более, в мульде — 15—35°. Частично наклон слоев, несомненно, обусловлен первичным прогибом межгорной впадины, компенсированным накоплением более чем двухкилометровой толщи осадков арманской свиты.

Верхний подэтаж образуют субгоризонтально залегающие вулканические покровы — кислые игнимбриты и лавы ольской свиты (датский ярус?), с четким структурным несогласием перекрывающей арманскую свиту.

Северо-восточные крылья Кандычанской синклинали и располагающейся выше верхнемеловой синклинали структуры по системе разрывов взбросо-надвигового характера перемещены в юго-западном направлении. Эта система разрывов — Арманский надвиг — детально прослежена в междуречье Армань — Иганджа на протяжении 10 км, однако геологические данные позволяют предполагать, что общая ее длина более, чем в два раза превышает эту величину.

На изученном интервале вдоль основного разрыва в современном эрозионном срезе наблюдается залегание среднеюрских песчаников на различных (вплоть до самых верхних) горизонтах арманской свиты;

* Она объединяет две брахисинклинали — Бергэнджинскую и Дондычано-Нелканджинскую, выделенные в свое время В. В. Закандыриным.

нижнелейасовые алевролиты перекрывают верхнеюрские и верхнемеловые осадочные слои. Резко различный характер приведенных в соприкосновение толщ позволяет четко картировать линию тектонического разрыва, а благодаря значительной расчлененности рельефа на геологической карте хорошо отражается пологий наклон смесителя. Геоморфологического выражения надвиг не имеет.

Надвиговая поверхность падает к северо-востоку; угол ее наклона постепенно изменяется в направлении с юго-востока на юго-запад от 33 до 19° и достигает на одном из участков всего нескольких градусов. Вскрытая в нескольких местах канавами и расчистками зона надвига представляет собой тектоническую зону мощностью от 0,3 до 4 м, в которой наблюдаются развальцованные, передробленные песчаники и глинистые сланцы аллохтона и милонитизированные конгломераты автохтона, а иногда — крупноглыбовая брекчия из пород лежащего и всящего боков. По обе стороны от тектонической зоны породы не изменены, принадлежность их к той или иной свите определяется легко. Редко к поверхности разрыва приурочены позднейшие дайки. Гидротермальных изменений не замечено. Мелкие приразрывные складки не характерны.

Максимальная амплитуда вертикального смещения по надвику не менее 4 км, горизонтального — не менее 7 км.

Надвинутое крыло имеет крупночешуйчатое строение: с основным сместителем сопряжен взброс. Поверхность взброса падает к север-северо-востоку под углом 40° и круче, протяженность его в плане более 5 км, амплитуда вертикального смещения около 1 км. По этому разрыву нижнелейасовые породы надвинуты на среднеюрские. В меньшей степени развиты взбросы в лежащем крыле надвига.

Эту надвиговую структуру следует рассматривать как позднемеловую, так как наиболее вероятно ее связь с процессом деформации слоев сеноман-туронской арманской свиты, имевшим место до формирования ольских покровов. Зона надвига, как и ольская свита, расчленена палеогеновыми интрузиями габброидов и гранитоидов. Одновременно с надвигом либо несколько позже возникла система сдвиговых трещин северо-восточного простирания*, небольшой амплитуды. Не ясны возрастные соотношения надвига с характерными для обоих его крыльев и параллельными ему в плане узкими линейными грабенами.

Таким образом, в позднем мелу в стадию формирования несогласия внутри верхнего структурного этажа в пограничной зоне между развивающимся Охотско-Чукотским вулканогенным поясом и уже сложившейся Верхояно-Колымской складчатой системой действовали весьма интенсивные тангенциальные силы сжатия, вызвавшие значительные (с амплитудой в несколько километров) горизонтальные перемещения участков земной коры в сторону вулканогенного пояса, сопровождавшиеся горообразованием.

Не исключен и другой вариант: надвиг произошел в постскладчатую стадию, например, в раннем палеогене. В пользу вполне «жесткого» характера обоих крыльев надвига свидетельствует весьма малая степень дислоцированности толщ вблизи контакта, брекчиевый характер тектонической зоны, слабое развитие милонитов. Для решения вопроса необходимы наблюдения над соотношением надвига и ольской свиты (в изученном районе они разобщены).

Значительные масштабы описанного покровного образования позволяют предполагать, что Арманский надвиг не исключение, а один из примеров тектонической структуры, характерной для северной окраины вулканогенного пояса. Помимо надвигов здесь должны быть обнаружены крупные сопряженные с ними сдвиги.

* Интересно полное совпадение направления этих разрывов с ориентировкой рудных жил Кандычанского оловянного месторождения, приуроченного к субвулканическому телу липаритов.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ В ОБЛАСТЯХ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В. В. ИВАНОВ

МЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКИХ КАЙНОЗОИД

Настоящее сообщение посвящено основным этапам и особенностям мезозойской тектонической истории Корякского нагорья, преимущественно его северной и западной частей, т. е. тех районов, которые образуют Анадырско-Корякскую систему кайнозоид. Полученные за последние годы новые геологические материалы позволяют внести отдельные коррективы и уточнения в уже сложившиеся воззрения (Тильман, 1963; Егиазаров, 1963; Белый и др., 1964; Иванов, 1967; Агапитов, Иванов, 1969; Тильман и др., 1969). Кроме того, удастся подметить некоторые общие закономерности тектогенеза рассматриваемой территории. Для объяснения особенностей раннемезозойской истории представляется необходимым также вкратце остановиться на предшествующем палеозойском этапе развития.

Автором (Иванов, 1967) вслед за Б. Х. Егиазаровым (1963) было развито и обосновано предположение о существовании на рассматриваемой территории в палеозое двух продольных зон — миогеосинклинальной на западе и эвгеосинклинальной на востоке. Пенжинская зона, как известно, характеризуется широким распространением карбонатно-терригенных формаций, охватывающих стратиграфически интервал от ордовика до перми. Лишь только в Понтонейских горах известны кремнисто-вулканогенные образования среднего девона (илпенейская свита А. Ф. Михайлова), да среди нижнекаменноугольных терригенных отложений отмечаются прослой андезитовых порфиритов, туфсов и кремнистых пород. Не исключено, что эту зону следует относить к тектоническим зонам переходного типа.

Первые орогенические движения начались в последевонское время, но проявились, по-видимому, лишь в юго-западной части Пенжинского кряжа. Здесь в нижнекаменноугольных отложениях, залегающих несогласно на более древних, появляются грубые песчаники и конгломераты. Однако к северо-востоку, в Понтонейских горах, нижний карбон представлен терригенными, кремнистыми и эффузивными образованиями, а еще далее, в Алганских и Усть-Бельских горах — терригенными и карбонатными отложениями, формационно не отличимыми от девонских. В последнем случае, по наблюдениям Г. И. Агальцова и В. Г. Силкина, каменноугольные породы залегают на девонских согласно.

Верхнекаменноугольные, нижне- и верхнепермские отложения, которые, согласно последним материалам В. А. Титова (1966 г.), объединяют верхнюю часть харитоненской и упупкинскую свиты А. Ф. Михайлова, представлены преимущественно терригенными породами, среди которых значительную роль играют конгломерато-брекчии, песчаники, алевроли-

ты, встречаются туфоконгломераты, известняки, состоящие из битой ракушки, углистые песчаники с остатками флоры и глинистые сланцы. Эти молассовые образования, по-видимому, знаменуют собой поздний, орогенный этап палеозойского геосинклинального цикла. Обломки конгломератов и брекчий нижнего и верхнего карбона представлены яшмами, кристаллическими известняками, окремнелыми аргиллитами, песчаниками и основными эффузивами. Здесь отсутствуют интрузивные образования. Неизвестны они и в конгломератах нижней юры, перекрывающих палеозойские отложения в северо-восточной части Понтонейских гор. Вероятно, можно сделать вывод об отсутствии в Пенжинской зоне синорогенного и (или) позднеорогенного палеозойского интрузивного комплекса.

Вопрос о наличии, составе и масштабе распространения палеозойских образований в центральных частях Корякского нагорья остается дискуссионным. Большинство исследователей склонно полагать, что более или менее уверенно палеозойские кремнисто-вулканогенные толщи с закономерно расположенными в разрезе стратифицированными линзами известняков могут выделяться лишь на правобережье р. Хатырки, в районе г. Ржавой, а также, вероятно, в пределах Пикасьвьямского блока. Согласно материалам И. М. Русакова (1959) и Б. Х. Егiazарова (1963), в этих районах выделяются хатырская и наанкнейская толщи соответственно силурийско-нижекаменноугольного и среднекаменноугольного — пермского возраста. Первая представлена в основном яшмо-кварцитами с подчиненными мраморизованными известняками и зеленокаменными эффузивами, вторая сходна по составу, но в ней преобладают вулканиты и присутствуют терригенные образования.

В результате проведенных в последние годы крупномасштабных съемок на южном обрамлении Анадырской впадины (материалы И. С. Розенблюма, В. И. Павлова, В. И. Чубарова и др.) появились отдельные фаунистические данные и структурные наблюдения, указывающие на то, что и здесь присутствуют палеозойские породы. К карбону — нижней перми относятся зеленокаменно-измененные основные эффузивы, туфы, кварциты, яшмы, известняки, а также терригенные образования, составленные в целом кремнисто-вулканогенную формацию. Верхняя пермь лежит несогласно и представлена конгломератами, туфопесчаниками, туфами кислого и среднего состава, известняками, сланцами. В конгломератах содержится галька перидотитов, пироксенитов и гранитоидов. В полях развития каменноугольных — нижнепермских образований закартированы многочисленные мелкие массивы ультраосновного состава.

Приведенные материалы дают возможность говорить о том, что в палеозое в центральной и восточной части Корякского нагорья существовал обширный прогиб или ряд прогибов эвгеосинклинального типа. Их замыкание произошло в самом конце палеозоя и сопровождалось гранитоидным магматизмом, которому по-видимому, предшествовало внедрение масс ультраосновного состава. Следовательно, две рассмотренные зоны — Пенжинская и Центрально-Корякская различаются между собой не только набором формаций и характером интрузивного магматизма, но, как будто, и временем формирования орогенных комплексов. Если это так, то перед нами выступает первая в историческом плане иллюстрация главной для Корякского нагорья и вообще для всей Восточной Азии закономерности, которая заключается, как удачно выразился Б. А. Петрушевский (1964, стр. 208), в «оттеснении более подвижных зон к востоку вследствие более ранней консолидации на западе».

Таким образом, позднепалеозойское время ознаменовалось мощными орогеническими движениями, складчатостью и магматизмом. Эти события, по-видимому, сопровождалась преобразованием коры в сторону наращивания ее мощности и гранитного слоя. Однако вслед за указанным грандиозным выходом энергии наступила тектоническая пауза.

На территории Корякского нагорья пока не известны фаунистически охарактеризованные отложения нижнего и среднего триаса. Верхнетриасовые, ниже- и среднеюрские образования, к которым в отдельных местах тяготеют келловейские породы и в единичных случаях отложения верхов ладинского яруса (Понтонейские горы), составляют самостоятельный структурный этаж, ограниченный снизу и сверху региональными несогласиями. Основные разрезы рассматриваемых отложений до недавнего времени были известны в пределах Таловско-Майнского антиклинория, где они характеризуются преимущественно терригенно-туфогенным составом и сравнительно небольшими мощностями. Указанные особенности разреза верхнетриасовых — среднеюрских толщ, а также северо-восточное простирание прогибов того времени, отличное от простирания смежных разновозрастных структур Верхояно-Колымской и Чукотской геосинклиналей, дали возможность В. Ф. Белому, А. А. Николаевскому, С. М. Тильману, Н. А. Шило (1964) обосновать мнение о квази-платформенном режиме развития в раннем и среднем мезозое, о затухании активности тектонических процессов между предшествующим палеозойским и последующим мезозойско-кайнозойским геосинклинальными циклами.

Недавно получены новые материалы о рассматриваемых отложениях в северной части Корякского нагорья. И. С. Розенблюмом (1964 г.) установлены песчано-сланцевые породы триаса в небольших тектонических блоках в горах Чирынай. Достаточно полный разрез описан В. И. Павловым (1968 г.) в хребте Кэнкэрэн. Наиболее древними породами здесь являются граувакковые и туфогенные песчаники, туфогравелиты, окремнелые алевролиты, аргиллиты, туфы андезитов с редкими прослоями туфоконгломератов и известняков, охарактеризованные карнийской фауной. Выше по разрезу располагается вулканогенно-осадочная толща переслаивающихся туфогравелитов, туфопесчаников, конгломератов, лав андезитов и дацитов, а также окремнелых алевролитов, аргиллитов, известняков. По редким фаунистическим остаткам эти отложения отнесены к норийскому ярусу. Суммарная видимая мощность верхнетриасовых пород составляет 1 300—1 500 м. Они согласно перекрываются условно ниже- и среднеюрскими отложениями, образующими регрессивный цикл с окремнелыми алевролитами, песчано-глинистыми сланцами, песчаниками и туфами в низах разреза, преимущественно туфопесчаниками в средней части и туфогравелитами, туфопесчаниками и конгломератами в верхах разреза. Общая мощность этих отложений оценивается в 1 400 м. Они трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными породами верхней юры, валанжина и готерива.

Однотипные толщи мощностью 900—1 000 м с конгломератами, туфами среднего состава, мелководными разнозернистыми песчаниками, гравелитами, алевролитами с монотисовой фауной установлены к юго-западу от оз. Майниц. Здесь они несогласно с конгломератами в основании залегают на породах палеозоя. Аналогичные структурные взаимоотношения давно описаны И. М. Русаковым на правобережье Хатырки в районе горы Ржавой. В гальке верхнетриасовых конгломератов помимо кремнистых и вулканогенных пород присутствуют интрузивные образования ультраосновного, основного и кислого состава (Русаков, Трухалев, 1964).

Таким образом, своеобразный формационный состав раннемезозойского комплекса в общем выдерживается по всей территории Корякского нагорья. Несколько меняется лишь мощность отложений, достигая максимальных значений в хребте Кэнкэрэн. Но в целом рассматриваемый промежуток времени характеризуется слабой контрастностью движений. Фации и регрессивный тип разреза указывают на формирование пород в мелководных заливах и полуизолированных лагунах. По формационному составу, мощности и взаимосвязи с более древними и более молодыми

ми толщами раннемезозойский комплекс Корякского нагорья резко отличается от одновозрастных отложений восточного Тайгоноса (Заборова и др., 1965), имеющих то же самое северо-восточное простирание тектонического плана, но ярко выраженный геосинклинальный характер.

Новое прогибание произошло в конце поздней юры после эпохи усиления складкообразовательных движений оксфордского времени. Крупная перестройка структурного плана сопровождалась ломкой древних структур, вероятно, новым преобразованием коры и заложением по системе разломов отдельных узких трогов и разделяющих их поднятий. Относительно простой тектонический план раннего и среднего мезозоя сменился сложным дифференцированным линейным характером структур поздней юры — готерива.

К указанному времени относится заложение Мургалевского, Кингивеевского, Алганско-Пекульнейского, Золотогорного, Хатырско-Наваринского и Северо-Корякского прогибов. Они заполнялись преимущественно вулканогенно-осадочными, кремнистыми и песчано-сланцевыми образованиями общей мощностью до 3 000—4 000 м и разделялись относительно приподнятыми зонами (Пенжинская, Великореченская, Аляктаваамская), в пределах которых накапливались в основном песчано-глинистые и туфогенные осадки (Агапитов, Иванов, 1969).

Таким образом, с тектонической перестройкой послеоксфордского времени связано начало качественно нового развития геосинклинали, выражающееся прежде всего в грандиозных опусканиях, в резком усилении контрастности и дифференцированности движений. Широкое развитие в разрезах верхней юры — готерива продуктов инициального магматизма и кремнистых образований указывает на то, что рассматриваемый промежуток времени принадлежит начальному этапу нового геосинклинального цикла.

Следующая фаза мезозойского тектогенеза, относящаяся к послеготеривскому времени, проявилась практически повсеместно, но, по-видимому, в несколько этапов и поэтому не везде одновременно. На большей части территории (север Таловско-Майнского антиклинория, хребет Рарыткин, Тамватнейское ущелье, Барыковские горы и др.) барремские, аптские и нижняя часть альбских отложений выпадают из разреза. Это время соответствует достаточно продолжительному воздыманию и перестройке структурного плана. Несколько по-иному обстоит дело в южной части Пенжинского кряжа (Таловские горы), где не наблюдается перепада в позднеюрском — альбском разрезе. Здесь раннемеловые движения распадаются на два этапа. Первый фиксируется сменой формаций от кремнисто-вулканогенных или вулканогенно-терригенных образований поздней юры — валанжина (кингивеевская, мялекасынская свиты) к существенно терригенным флишевым готеривским (тылакрьельская свита), грубообломочным вулканогенно-осадочным барремским (кармаливаямская свита) и песчано-сланцевым нередко ритмично построенным толщам апт-альбского возраста (айнынская серия). При формационном анализе выясняется, что рассматриваемая часть Пенжинского прогиба, по-видимому, не имеет больше аналогов в Анадырско-Корякской системе кайнозой. В промежуток времени от готерива до середины альба эта зона первой прошла флишевый этап геосинклинального развития. В других местах рассматриваемой территории флишевые и флишеидные формации датируются обычно альб-туруном и сеноном. Региональное несогласие, фиксирующее второй этап раннемеловой фазы тектогенеза на юго-западе Пенжинского кряжа, приурочено к основанию маметчинской свиты, нижние горизонты которой, как удалось установить В. П. Похилайнену и автору в 1970 г., датируются поздним альбом.

Своеобразная картина отмечается также на юге хр. Пекульней, где в тектоническом блоке по рр. Малой Веснованной, Кривой, Скалистой

установлены баррем-аптские отложения, состоящие из гравелитов, песчаников и алевролитов (1 000 м). По формационному составу, степени дислоцированности и метаморфизма они резко отличаются от валанжинских и готеривских образований центральной зоны хребта.

Раннемеловой диастрофизм сопровождался значительной интрузивной деятельностью. Отмечается четкая закономерность в пространственном распределении различных по составу интрузивных комплексов: гранитоиды и гранодиориты распространены вблизи границы с областью мезозойской складчатости, габбро-гипербазиты внедрялись в районах, приближенных к Тихому океану. Некоторый разброс в цифрах абсолютного возраста различных интрузий (100—125 млн. лет) почти точно укладывается в промежуток времени от готерива до альба включительно.

В результате раннемеловой фазы тектогенеза возникли поднятия на месте Мургальского, Золотогорного, Северо-Корякского, Хатырско-Наваринского и северной части Алганско-Пекульнейского прогибов. В юго-восточной части Пенжинской зоны образовалась устойчивая область поднятий — прообраз современного Таловско-Майнского антиклинория. Два бывших прогиба — Мургальский и Золотогорный — вообще вышли из сферы морского геосинклинального осадконакопления, здесь в континентальных условиях стали формироваться эффузивы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Таким образом, раннемеловая перестройка выступает в качестве частной инверсии геотектонических условий региона. В результате нее Корякская геосинклинальная область получила с севера и запада четкие структурные ограничения, примерно соответствующие современным ее границам. Сформировавшийся тектонический план также в общих чертах сохранился до настоящего времени. Как правило, поднятия послееальбского времени соответствуют современным антиклинориям, а прогибы — синклинориям или мегасинклинориям.

Устойчивая зона поднятий и эффузивного магматизма на западе, севере и северо-востоке региона (в последнем случае она связана с поднятой частью Эскимосского массива) обусловила закономерный план распределения осадочных альб-нижнесенонских формаций. Для этой эпохи, которая соответствует средней геосинклинальной стадии, отчетливо намечается две крупные зоны — внешняя и внутренняя. Внутренняя эвгеосинклинальная зона соответствует слабо изученному и сложно построенному Алганскому мегасинклинорию. После раннемеловой перестройки он продолжал унаследованно прогибаться и в его пределах накапливались флишевые, вулканогенно-осадочные и кремнисто-вулканогенные толщи. Внешняя — миогеосинклинальная — зона располагается полукольцом вокруг Алганского мегасинклинория и характеризуется амагматичным типом развития.

По периферии внешней зоны, около поднятий, ограничивающих геосинклинальную область, а также в ряде случаев на поперечных и внутренних поднятиях, в альб-туронское время накапливались континентальные, иногда угленосные толщи, которые могут классифицироваться как молассы. Примерами этих наиболее древних моласс региона служит валижгенская свита одноименного поднятия юго-западной части Пенжинского прогиба, преимущественно конгломератовые породы с гияляцкой флорой бассейнов рр. Гребенки, Анадыря, Кривой, нижняя грубообломочная континентальная часть тамватнейской свиты на р. Великой и песчано-конгломератовые дельтовые фации нижней части гинтеровской свиты Барыковских гор. Представляется, что указанные толщи относятся к типу геоантиклинальных орогенных формаций (в понимании этого термина Н. П. Херасковым) и не характеризуют переход развития геосинклинали к заключительной орогенной фазе. Действительно, вкрест простирания и вверх по разрезу они в большинстве случаев переходят в морские часто флишевые серии. Последние широко распространены среди

альб-туронских отложений Восточно-Пекульнейского, Великореченского и Алякватваамского синклиналиев. В пределах Пенжинского прогиба нет типичных разновозрастных флишевых формаций, но вдоль его юго-восточного борта отмечаются морские песчано-глинистые толщи иногда с неясным ритмичным строением. По вещественному составу и текстурным особенностям эти породы скорее всего соответствуют шпировой формации.

Предсенонская фаза усиления складкообразовательных движений проявилась локально и затронула, по-видимому, только краевые части прогибов. Она не привела к резкой структурной перестройке, а повлекла за собой лишь постепенное общее воздымание внешней зоны геосинклинали. Здесь нижнесенонские отложения повсеместно характеризуются более грубообломочным составом по сравнению с альб-туронскими. В ряде случаев, например в северной части Таловско-Майнского антиклинория, они почти целиком сложены грубозернистыми песчаниками и конгломератами. Однако эти породы развиты локально и также, по-видимому, должны быть отнесены к группе геоантиклинальных формаций. Нижнесенонское время отвечает инверсионной стадии развития внешней зоны — эпохе начавшихся общих поднятий в северной части Корякской геосинклинали. В Алганском внутреннем прогибе в нижнем сеноне продолжали накапливаться флишевые и кремнисто-вулканогенные образования, наращивая геосинклиналиный комплекс.

Кульминационный момент общего поднятия в пределах рассматриваемой территории приходится на послесантонское время. Он выражается сменой морских формаций угленосными континентальными, что обычно подчеркивается перерывом, несогласием и резким изменением тектонического плана (Агапитов, Иванов, 1969). В середине сенона замкнулся обширный эвгеосинклиналиный Алганский прогиб и в последующем осадконакопление сосредоточилось в изолированных и полуизолированных межгорных впадинах вокруг него.

Наблюдается омоложение складчатости и переход к орогенным формациям не только в юго-восточном направлении, но и вдоль простирания основных структурных элементов с северо-востока на юго-запад. Ярким тому примером служат центральная и юго-западная части Пенжинского прогиба, где морское осадконакопление продолжалось без перерыва до самого конца сенона, и наиболее древние части обнажающихся на поверхности орогенных формаций датируются поздним эоценом и (или) олигоценом. Подобное омоложение позднего геосинклиналиных комплексов отмечается в юго-западном направлении вдоль простирания Алякватваамского синклиналия.

Характерной особенностью Корякско-Камчатской геосинклинали является слабое проявление синорогенного интрузивного магматизма. О возможных причинах этого писали В. Ф. Белый и С. М. Тильман (1966).

Итак, мезозойский тектогенез, широко проявившийся на севере Корякско-Камчатских кайнозойских и наложивший большой отпечаток на современную структуру этой области, явился, особенно в начальные его периоды, в значительной мере причинно обусловленным характером палеозойского развития. Замыкание палеозойской геосинклинали сопровождалось интенсивным орогенезом и интрузивной деятельностью. Тектоническая энергия была истрачена и после кратковременного периода воздымания и паланции (ранний и средний триас) в позднем триасе, ранней и средней юре стали формироваться неглубокие слабо дифференцированные прогибы квазиplatformенного типа. Ранний и средний мезозой характеризуется, таким образом, слабой активностью тектонических движений.

Качественный скачок в мезозойском развитии произошел в конце позднеюрского времени, он выразился в резком усилении нисходящих дифференцированных движений в связи с началом нового геосинклиналиного цикла. Практически за один меловой период рассматриваемая

область прошла стадию усложнения начального тектонического плана, стадию частной инверсии, эпоху накопления флишевых и шлировых формаций, общую инверсию и замыкание геосинклинали. Высокая скорость протекания основных геосинклинальных процессов, резкая дифференцированность и контрастность движений являются главными особенностями тектогенеза второй половины мезозоя на севере Корьякско-Камчатской складчатой области.

И. М. МИГОВИЧ, В. П. ПОХИАЛАЙНЕН

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПЕНЖИНСКО-АНАДЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Пенжинско-Анадырская складчатая зона протягивается в северо-восточном направлении от восточного побережья полуострова Тайгонос до северных острогов хребта Пекульней. Она возникла на месте позднеюрско-мелового геосинклинального прогиба, сформировавшегося на палеозойском и среднемеозойском складчатом основании.

Современное тектоническое строение зоны определяется сочетанием кулисообразно расположенных линейных складок, осложненных крупными поперечными поднятиями. В пределах зоны развиты образования широкого возрастного диапазона — от ордовика до антропогена. С ними связываются перспективы на обнаружение месторождений нефти, газа, углей, золота, платины, хрома, ртути, никеля, асбеста и т. д.

Разработкой проблем тектонического строения и истории формирования Пенжинско-Анадырской зоны занимались в разное время В. Ф. Белый, О. П. Дундо, Н. Л. Добрецов, Б. Х. Егиазаров, В. В. Иванов, Г. Г. Кайгородцев, И. М. Мигович, А. Ф. Михайлов, В. П. Похиалайнен, Т. В. Тарасенко, В. А. Титов и многие другие.

Палеозойские и ниже-среднемеозойские образования Пенжинско-Анадырской зоны известны на участках выходов древнего складчатого основания в антиклинальных поднятиях Понтонейских и Майнских гор, а также Валижгенского поперечного поднятия. Среди пород основания уверенно выделяются отложения ордовик-силурийского, средне-верхнедевонского, каменноугольного, пермского, средне(?)-верхнетриасового и ниже-среднеюрского возраста. Их суммарная мощность достигает 5 500—6 000 м.

Наиболее древними образованиями являются толщи ордовик-силурийского и девонского времени. Представлены они амфиболитовыми, тальк-хлоритовыми, филлитовидными сланцами, яшмами и яшмо-кварцитами, спилитами, вариолитами, диабазами, диабазовыми порфиритами, мраморизованными известняками (Мигович, 1963). Точная их мощность не установлена, однако, по имеющимся данным, она превышает 1 500 м.

Значительной мощности достигают в Пенжинско-Анадырской зоне карбоновые отложения, с размывом залегающие на подстилающих образованиях. В нижней части разреза нижнего карбона преобладают переслаивающиеся аргиллиты, песчаники, алевролиты, сланцы; более высокие горизонты содержат пласты гравелитов и конгломератов. Местами в строении нижнего карбона принимают участие яшмы, кремнистые алевролиты, кварцевые порфиры и их туфы, альбитизированные андезитовые порфириты. Мощность отложений оценивается в 1 200—1 300 м.

В верхах палеозойского разреза обнаружены средне-верхнекарбоновые (харитонинская свита) и пермские отложения, представленные алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, конглобрекчия-

ми, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Суммарная мощность верхнего карбона — перми, по-видимому, достигает 1 500 м. Вещественный состав ордовик-девонских образований позволяет выделить их в качестве аспидной и вулканогенно-кремнистой формаций, характеризующих ранний этап развития палеозойской эвгеосинклинали.

Осадконакопление в нижнекаменноугольное время определяется накоплением формаций типа флишoidной (кичавайская свита) и вулканогенно-осадочной (высокогорская свита). О режиме частных инверсий в геосинклинали в период накопления рассматриваемых формаций свидетельствуют следы размыва подстилающих толщ в различных частях разреза нижнего карбона.

Средне-верхнекарбоновые и пермские отложения представляют собой угленосную и морскую молассы, образование которых авторы связывают с общей инверсией палеозойской геосинклинали.

В пределах Пенжинско-Анадырской зоны нет данных, свидетельствующих о распространении нижнетриасовых образований. Пока проблематичны и материалы по среднему триасу. По-видимому, на нижний и средний триас приходится завершение складчатых процессов в палеозойской геосинклинали, а затем стабилизация тектонических усилий и денудация сформированных горно-складчатых структур. Эти обстоятельства позволяют говорить о резком отличии в тектоническом развитии Пенжинско-Анадырской зоны от мезозойского Северо-Востока СССР в начале мезозоя.

С норийского века территория Пенжинско-Анадырской зоны (или значительные ее участки) вновь испытывают погружения; на протяжении нория, лейаса и доггера накопились отложения общей мощностью от 1 000 до 2 500 м. Представлены они туфогенными, полимиктовыми и известковистыми песчаниками, разнообломочными туфами, иногда туфоллавами андезитов, алевролитами, туфогравелитами и конгломератами, составляющими вулканогенно-терригенную формацию.

Относительно стабильной, в целом геоантиклинальной структурой оставался Таловско-Майнский антиклинорий. На его территории отсутствовали резко дифференцированные тектонические движения. Мощность позднетриасовых-среднеюрских толщ здесь составляет 1 000—1 650 м и увеличивается с юго-запада на северо-восток по мере приближения к Чукотской складчатой области. Еще более значительно возрастают мощности отложений (до 1 700—2 500 м) и роль грубообломочных пород и пирокластов на площадях, прилегающих к Мургайскому поднятию. Все сказанное свидетельствует о том, что в областях, сопредельных с мезозойскими, процессы прогибания и осадконакопления протекали с большей интенсивностью.

Охарактеризованные образования представляют, с нашей точки зрения, комплекс самостоятельного, но редуцированного позднего цикла развития мезозойского. Характер и основные черты развития этого цикла в юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области рассмотрены в докладе Ю. Г. Кобылянского и И. М. Миговича (см. статью в настоящей книге). По мнению В. А. Титова, к позднему триасу относится начало геосинклинали развития Тауйско-Тайгонской зоны Охотской складчатой области.

С конца поздней юры — берриаса, когда в мезозойских происходит формирование молассовых формаций, Пенжинско-Анадырская зона переживает новый мощный геосинклиналиный цикл, определивший ее современный тектонический план.

Начальный этап развития позднемезозойской геосинклинали характеризуется образованием офиолитовых формаций, в строении которых обычно принимают участие два формационных комплекса — вулканогенно-кремнистый и гипербазитовый. Оба они широко развиты на Северо-Западной Камчатке, восточном берегу полуострова Тайгонос, в Майнских

горах и хребте Пекульней (Кайгородцев, 1961, Похилайнен, 1967). Вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-терригенные образования, сменяющиеся в латеральном и отчасти вертикальном направлениях, охватывают возрастной интервал в пределах поздней юры — валанжина и представлены спилитами, реже кератофирами, диабазами, разноцветными яшмами, иногда радиоляритами, туфами, известняками, песчаниками и алевролитами. В Таловских горах наблюдается преобладание вулканогенных и кремнистых пород в низах разреза, а вулканогенных и терригенных — в более высоких его частях. Мощность образований, характеризующих начальную стадию развития позднеюрско-раннемеловой геосинклинали измеряется в пределах 2 000 м, хотя участками эта цифра значительно увеличивается (юго-восточная часть полуострова Тайгонос). Гипербазитовые формации обычно ассоциируют с вулканогенно-кремнистыми толщами и чаще всего обнажаются в ядрах антиклинальных структур.

О дифференцированном, неравнозначном характере развития Пенжинско-Анадырской зоны в поздней юре — валанжине свидетельствует характер формаций этого времени, образовавшихся на участках, имевших, по-видимому, геоантиклинальную природу. Таковы, например, берриасские и валанжинские образования Понтонейских гор, представленные исключительно обломочными породами — туфопесчаниками, туфобрекчиями, алевролитами и туфами. Еще более различаются позднеюрско-валанджинские образования Мургалевского поднятия и западной части хребта Пекульней. Здесь, помимо перечисленных разностей пород, содержатся также андезиты, андезито-базальты, лавы кислого состава, туфы наземного и морского происхождения.

Готерив-альбские отложения представлены существенно терригенными, зачастую ритмичными, флишоидными (готерив), иногда грубообломочными вулканомиктовыми (баррем) или тонкообломочными (апт — альб) толщами. Характер готерив-альбских отложений свидетельствует о режиме частной инверсии раннемеловой геосинклинали, сопровождавшейся накоплением соответствующего формационного комплекса. На Северо-Западной Камчатке во всех образованиях моложе валанжина отмечаются продукты размыва раннемеловых гипербазитов и толщ, образующих формации палеозойского и среднемезозойского геосинклинальных циклов.

Изменение строения готерив — альбского комплексов осадков наблюдается в вертикальном, отчасти латеральном направлениях. Ритмичные флишоидные толщи являются обычным компонентом готеривской части разреза. Однако в латеральном направлении, особенно по мере приближения к выступам, образованным домеловыми формациями, ритмичность исчезает и значительно сокращаются мощности отложений. В Понтонейских горах осадки этого типа и возраста вообще не наблюдаются. По-видимому, в это время еще более усилилась дифференциация Пенжинско-Анадырской зоны на относительно стабильные участки, возможно, имевшие тенденцию к воздыманию, и участки, где продолжалось интенсивное прогибание. Это заключение касается и условий образования грубослонистых вулканомиктовых отложений баррема и терригенных, тонкообломочных толщ апта — альба. Мощность формаций, получивших развитие в готерив-альбское время, достигает, а иногда и превышает 5 000 м.

Общая инверсия и складчатость, проявившиеся в конце альба, привели к оформлению антиклинальных структур Пенжинско-Анадырской зоны — Мургалевского поднятия, Таловско-Майнского антиклинория и антиклинория хребта Пекульней, а также к обособлению Пенжинского прогиба и осложняющих его антиклинальных структур.

Начало инверсионной стадии скользит во времени от альба до сеномана, но всегда может быть установлено по региональному несогла-

сию и смене на этом рубеже формаций. С альба до конца мела образуются континентальная, морская и вулканогенная молассы, а также параллическая угленосная формация, сменяющие друг друга в латеральном направлении. Во всех случаях в основании альб-верхнемелового молассового комплекса лежат конгломераты, в которых в изобилии встречается галька и валуны гранитоидов.

Для рассматриваемого комплекса весьма характерны две угленосные толщи, фиксирующие два этапа угленакопления. Первый из них приурочен к началу формирования моласс (основание валижгенской-мамечинской свит), второй проявился в позднем сеноне (быстринская и рарытнинская свиты).

Изменение мощностей и фациального состава пород свидетельствуют о сложном и асимметричном строении прогиба, в котором происходило накопление моласс. Юго-восточный фланг позднемелового Пенжинского прогиба был более опущен; здесь накапливались довольно мощные (до 4 000 м) толщи преимущественно морского происхождения. Его северо-западная часть, прилегающая к Мургалскому поднятию, оставалась более приподнятой, что выразилось в образовании континентальных и в меньшей степени морских толщ. Кроме того, здесь, как и в северной части антиклинория хребта Пекульней, в составе моласс в значительном количестве отмечаются вулканогенно-обломочные породы и лавы преимущественно кислого состава, которые, как известно, широко развиты в Охотско-Чаунском вулканогенном поясе. Общая мощность позднемеловых молассовых формаций достигает здесь 3 000 м.

Накопление палеогеновых и неогеновых образований происходило в наложенных и частично унаследованных позднеорогенных впадинах. В сущности кайнозойские тектонические движения мало повлияли на общую структуру Пенжинско-Анадырской зоны. Они сопровождалась разрывными движениями различной амплитуды, углубившими и осложнившими меловые прогибы или явившимися причиной образования молодых приразломных впадин типа Парапольской.

Кайнозойские отложения представлены континентальными и морскими молассами эоцен-миоценового времени, а иногда полого залегающими наземными эффузивами неогена. Общая мощность кайнозойских образований в отдельных случаях достигает 3 000 м.

Позднемезозойская история развития Пенжинско-Анадырской зоны имеет разительное сходство со многими областями на севере Тихоокеанского кольца, где в позднеюрское-раннемеловое время образовались крупные геосинклинальные прогибы. Об этом свидетельствуют формации позднемезозойского-кайнозойского возраста и типы образованных ими структур.

Калифорнийская складчатая зона (Пушаровский, Меланхолина, 1963) прошла в позднем мезозое — кайнозое такой же путь развития, что и Пенжинско-Анадырская. Францискан-ноксвиллский комплекс по своему составу, времени образования и мощностям сопоставим с кингвиевской, пекульнейской и мялекасынской свитами (вулканогенно-кремнистая формация Пенжинско-Анадырской зоны). Комплекс терригенных осадков готерива — альба формационно близок к толщам, слагающим тылакрыльскую, кармаливаямскую, тихореченскую и кедровскую свиты того же возраста. Залегающие несогласно на подстилающих отложениях осадки серии Чико (верхний альб — маастрихт или даний) по мощности и характеру осадков сопоставимы с нижним молассовым комплексом Пенжинско-Анадырской зоны. Точно так же сопоставимы угленосные и морские образования эоцена — олигоцена с отложениями верхней молассы рассмотренной территории. Интересно, что складчатые сооружения Береговых хребтов Калифорнии (структура, аналогичная Таловско-Майнскому антиклинорию) отделены от невадид Сьерра-Невады впадиной Грейт-Велли, занимающей здесь такое же положение, какое в Пенжинско-Ана-

дырской зоне занимает Пенжинский прогиб, а в горах Клатат соотношение позднемезозойских структур с более древними сооружениями происходит по крупному разлому, то есть аналогично сочленению Пенжинско-Анадырской зоны с мезозойскими образованиями на полуострове Тайгонос.

Нам представляется справедливой точка зрения, по которой структуры юга Аляски считаются тектоническими аналогами соответствующих структур Калифорнийской складчатой зоны (Г. Грик, 1964). В такой же мере они аналогичны и структурам Пенжинско-Анадырской зоны. По Грику, тектоническими аналогами Береговых хребтов Калифорнии и Орегона на юге Аляски являются горы Чугач, Святого Ильи и Кенай. Зеленокаменный комплекс юга Аляски, который пока еще не может быть точно датирован, скорее всего, представляет собой однотипную, а возможно, и одновозрастную формацию с указанными выше образованиями Калифорнии и Пенжинско-Анадырской зоны. Последние данные о гетерив-барремских отложениях юга Аляски (Jones, Detterman, 1966; Grantz, Jones, Lanphere, 1966) свидетельствуют о распространении здесь формаций, развивавшихся в эпоху частных инверсий позднеюрской-раннемеловой геосинклинали в Пенжинско-Анадырской и Калифорнийской зонах. Залив Кука и долина реки Матануска тектонически соответствует впадинам Грейт-Велли и Пенжинскому прогибу. Альбские и верхнемеловые осадки, выполняющие прогиб Матануска, отделены от подстилающих толщ угловым несогласием (Пушаровский, 1963) и представлены отложениями, которые мы сравниваем с нижним молассовым комплексом Пенжинского прогиба и впадины Грейт-Велли. В той же мере сопоставимы и кайнозойские формации указанных территорий.

Вулканогенно-кремнистые, флишоидные, вулканогенно-осадочные толщи поздней юры — раннего мела известны также в Хатырско-Беринговской зоне, на севере Сихотэ-Алиня и в Японии. По-видимому, в этот период указанные районы, как и Пенжинско-Анадырская зона, пережили мощное геосинклинальное погружение, сопровождавшееся накоплением вулканогенно-кремнистых формаций на ранних стадиях развития геосинклинали и флишоидных и других осадочных и вулканогенно-осадочных формаций на следующей стадии. Сопоставимая во времени в этих областях, а также на Сахалине и Западной Камчатке фаза складчатости, проявившаяся в период от альба до начала сеномана, привела в общей инверсии территории и накоплению позднемеловых континентальных, морских и вулканогенных моласс.

Интересно, что времени образования формаций ранних этапов развития позднемезозойской геосинклинали в зонах типа Пенжинско-Анадырской соответствует эпоха накопления молассовых комплексов в межгорных прогибах мезозойских инверсионных стадий развития Пенжинско-Анадырской зоны и формированию нижнего молассового комплекса соответствует накопление верхнего молассового комплекса в прогибах типа Колвиллского и Канадского краевого. С другой стороны, образование нижней молассы и складчатых структур в Пенжинско-Анадырской зоне синхронно заложению и начальным этапам развития позднемеловых геосинклинальных прогибов типа Центрально-Корякского, расположенного далее, на юго-восток.

Выводы. 1. Пенжинско-Анадырская складчатая зона — сложно построенное структурное сооружение позднемезозойского-кайнозойского времени, образованное на допозднеюрском складчатом основании.

2. Основные тектонические процессы, повлекшие за собой обособление зоны как автономной складчатой структуры, приходится на альб — начало сеномана.

3. Складчатые сооружения, подобные Пенжинско-Анадырской зоне по времени образования и составу формаций, широко развиты в северной половине Тихоокеанского пояса.

4. Сочленения подобных зон со складчатыми сооружениями более ранней консолидации (невадиды, мезозоиды и т. п.) осуществляются: а) через межгорные прогибы (Грейт-Велли, Матануска, Пенжинский); б) непосредственно по зонам глубинных разломов и сформированным в зонах сочленения мощным комплексам метаморфид (полуостров Тай-гонос, горы Кламат).

О. А. МЕЛЬНИКОВ

О РОЛИ МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В СТРУКТУРАХ САХАЛИНА И ХОККАЙДО

Большинство исследователей, анализирующих тектоническое строение Тихого океана и его обрамления, относит развитие вдоль западной его части островные дуги, куда входят Сахалин и Хоккайдо, к областям альпийской (кайнозойской) складчатости или современной геосинклинали. Роль более древних, в частности мезозойских движений, в современном структурном плане островных дуг и составляющих их элементов рассматривается за редким исключением схематично. Часто этой роли не придается значения или высказывается мнение о невозможности ее расшифровки в настоящее время.

Тем не менее, очевидно, что современную структуру кайнозойских складчатых областей, аналогичных Сахалину и Хоккайдо, вряд ли можно правильно понять без выяснения характера тектонических движений на ранних этапах их геологического развития.

По сложившимся представлениям, в складчатой структуре Сахалина и Хоккайдо достаточно отчетливо выделяются два существенно различных по составу, степени метаморфизма и дислоцированности комплекса пород, отвечающих структурным этажам. Верхний структурный этаж включает слабо метаморфизованные, средние, иногда слабо дислоцированные, верхнемеловые и кайнозойские отложения.

Нижний структурный этаж, или комплекс основания, сложен метаморфизованными (до степени кристаллических сланцев, гнейсов и даже мигматитов), интенсивно дислоцированными, преимущественно мезозойскими (пермь — ранний мел) породами. Самые древние из известных породы юго-западного Хоккайдо датируются не старше среднего карбона (Минато и др., 1968). Сведения о нижне-среднепалеозойском, а тем более докембрийском возрасте развитых на Сахалине и Хоккайдо отложений, видимо, следует считать устаревшими.

Совершенно очевидно, что структурный план верхнего структурного этажа обусловлен кайнозойскими движениями, в основном наиболее интенсивными в плиоценовую сахалинскую фазу складчатости, тогда как структурный план комплекса основания происхождением обязан мезозойским тектоническим движениям и последующему усложнению кайнозойскими движениями.

Имеющиеся геологические данные по комплексу основания Сахалина и Хоккайдо сводятся к следующему.

1. Отложения комплекса основания, развитые в восточной части о. Сахалин, юго-западной и центральной частях о. Хоккайдо, слагают, как правило, осевые, наиболее приподнятые части сложно построенных складчатых структур типа антиклинориев — Шмидтовского, Восточно-Сахалинского, Сусунайско-Анивского, Хидака и Китаками, имеющих отчетливое север-северо-западное простирание и кулисообразное сочленение.

2. Поразительно одинаков состав отложений комплекса: кварциты, метаморфические сланцы и кремнистые породы с линзами известняков

в нижних горизонтах, терригенно-вулканогенные (спилиты, диабазовые покровы, туфы, песчано-алевролитовые образования) породы — в верхних. Следует подчеркнуть интенсивный основной эффузивный магматизм, почти повсеместно выраженный в появлении в разрезе комплекса спилитовых лав, диабазовых покровов, основных туфов и агломератов.

Излияния носили в основном подводный характер, что в сочетании с очень большими мощностями отложений комплекса основания (5 000—8 000 м) позволяет считать их типично эвгеосинклинальными — офиолитовая (Минато и др., 1968), спилито-диабазовая (Кузнецов, 1964) и спилито-кератофировая (Нарыжный, Сергеева, 1968) формации. Интрузивный магматизм, выразившийся в образовании мелких силлов ультраосновных пород, имел явно подчиненное значение. Исключение составлял район юго-западного Хоккайдо с его сравнительно крупными гранитными интрузиями.

3. Примерно одинаков и возрастной диапазон отложений комплекса основания во всех районах развития. Подавляющая часть их имеет мезозойский (триасово-юрский — раннемеловой) возраст. Нижний возрастной предел распространяется на пермь, реже карбон (юго-западный Хоккайдо). Верхний предел почти повсеместно определяется как ранний мел.

4. Интенсивная, за редким исключением примерно одинаковая дислоцированность пород комплекса основания и отсутствие хорошо выраженных региональных несогласий свидетельствуют об общем однообразии режима тектонических движений и отсутствии проявления фаз складчатости в период накопления комплекса. Структурный план был обусловлен в основном, видимо, складчатыми движениями (фазой складчатости), проявившимися в самом конце его формирования — в раннем мелу или на границе раннего мела с поздним. Последующие кайнозойские движения вызвали лишь некоторое его усложнение.

Основываясь на этих данных, история геологического развития Сахалина и Хоккайдо в доверхнемеловое время может быть представлена в следующем виде. Начиная с верхнего палеозоя (с перми, а возможно, и раньше) вся эта территория находилась в условиях прогибания и накопления осадков. Осадконакопление носило повсеместный ярко выраженный эвгеосинклинальный характер. Эффузивный магматизм преимущественно в виде подводных излияний имел место, видимо, в течение всего мезозоя, достигнув максимума в юре и раннем мелу (группа сорати на Хоккайдо, набильская серия на Сахалине). Отсутствие перерывов и несогласий в отложениях свидетельствует о постоянстве и непрерывности прогибания. Тенденция к подъему начинает проявляться лишь в конце неокома. Этот этап является переломным в истории геологического развития не только Сахалина и Хоккайдо, но и многих других соседних областей, в частности Приморья и Японии.

В Японии этими движениями, называемыми Мияко, были созданы крупные горные сооружения (Китаками), обновлены разломы, обусловлен гранитный магматизм. С движениями Мияко связаны складчатые структуры фундамента и гранитные интрузии юго-западного Хоккайдо. Здесь в это время возникло горное сооружение, являющееся, видимо, северным продолжением крупного антиклинорного сооружения Китаками.

Проявились складчатые движения и в эвгеосинклинальной области, протягивающейся через весь Сахалин и центральную часть Хоккайдо. Возникшая здесь за счет инверсии интрагеоантиклиналь по структуре, скорее всего, представляла складчатое сооружение или ряд несколько более или менее связанных между собой (четковидно, кулисообразно) сооружений — антиклинорий (Хидака, Сусунайско-Анивский, Восточно-Сахалинский, Шмидтовский), протягивавшихся в меридиональном направлении от района Хидака на Хоккайдо до п-ва Шмидта на Сахалине.

Первоначально эти сооружения представляли собой подводный прерывистый вал-барьер, разделивший единую мезозойскую эвгеосинклиналь на две интрагеосинклинали — западную и восточную, но уже в конце мела они, несомненно, возвышались над уровнем моря в виде крупных горных районов, питавших соседние с ними интрагеосинклинали обломочным материалом.

Относительно границ, формы и размеров родоначальной мезозойской эвгеосинклинали какие-либо данные отсутствуют. Представляется вероятным, что на западе она ограничилась геоантиклинальной областью, существовавшей на месте современных Японского моря и Татарского пролива и отделявшей Хоккайдо-Сахалинскую мезозойскую эвгеосинклиналь от Сихотэ-Алинской геосинклинали. С востока эвгеосинклиналь, возможно, также ограничивалась геоантиклинальной областью или платформой, существовавшей на месте Охотского моря. Ось эвгеосинклинали протягивалась через п-ов Шмидта, Восточно-Сахалинский и Сусунайский хребты и центральную часть Хоккайдо.

Рассматриваемая эвгеосинклиналь, видимо, распадалась на ряд более частных прогибов, разделенных относительно устойчивыми участками или поднятиями. Возможно, что эти прогибы и послужили в последующем своеобразными центрами инверсионных поднятий, соответствовавших возникшим в середине мела антиклинориям: Шмидтовскому, Восточно-Сахалинскому, Сусунайско-Анивскому и Хидака *. Судя по простиранию и расположению этих антиклинориев, частные прогибы, составляющие субмеридиональную эвгеосинклиналь имели север-северо-западное простирание и цепочно-кулисообразное расположение.

Не менее отрывочны и предположительны представления о характере и длительности складчатых движений, начавшихся в конце неокома. Сформировавшиеся мезозойские антиклинории в конце мела образовали сравнительно «жесткие» орогенные массивы, испытывавшие лишь общее дифференцированное поднятие.

Отложения в центральных частях антиклинориев, частично сохранившихся в современной структуре островов Сахалина и Хоккайдо в ряде случаев дислоцированы до изоклинальной складчатости; не менее многочисленны различные разрывные дислокации, хотя возраст последних не всегда уверенно можно определить.

Образовавшиеся в меловое время западная и восточная интрагеосинклинали и разделявшая их интрагеоантиклиналь устойчиво развивались в течение позднего мела, палеогена и большей части неогена. Поднятия, составляющие интрагеоантиклиналь, являлись источником обломочного материала для смежных геосинклинальных прогибов. Это хорошо подтверждается анализом распределения фаций и мощностей верхнемеловых и третичных отложений Сахалина и Хоккайдо. Изменениям были подвержены очертания и размеры прогибов и поднятий, положение и направление их осевых частей, но ни в числе, ни в общем положении сформированные в мезозое структурные элементы существенных изменений не претерпели вплоть до плиоцена. Относительно большая роль вулканоогенных образований в разрезе верхнемеловых отложений восточной интрагеосинклинали по сравнению с западной позволяет некоторым исследователям классифицировать их соответственно как эв- и миогеосинклинали.

Существенная перестройка мезозойского структурного плана началась в плиоцене в связи с проявлением сахалинской фазы складчатости, охватившей всю территорию Сахалина и Хоккайдо. Наибольшим изменениям подверглась западная интрагеосинклиналь. На месте состав-

* Представления автора о существовании «геоантиклинальной области», разделявшей Сахалинскую и Сихотэ-Алинскую геосинклинали и об инверсионном характере антиклинориев следует рассматривать как сугубо гипотетические, не подтвержденные фактическим материалом. Редакция.

ляющих ее прогибов возникают неогеновые складчатые структуры — антиклинории и синклинории, полностью изменившие мезозойский структурный план. На Сахалине это субмеридиональный Западно-Сахалинский антиклинорий, выраженный одноименным хребтом, а также Татарский, Байкальско-Нышский, Тымь-Поронайский и Южно-Сахалинский синклинории с расположенными в их пределах межгорными депрессиями, частично погруженными под воды Японского и Охотского морей.

На Хоккайдо к таким структурам относится антиклинорий Камуикотан, протягивающийся в виде нескольких крупных поднятий вдоль всей осевой зоны острова к западу от Хидака. Северным замыканием этого антиклинория, видимо, является аналогичное поднятие п-ва Крильон на Южном Сахалине. С запада антиклинорий ограничивается крупным неогеновым синклинорием Исекари, а с востока — очень узким Центрально-Хоккайдским синклинорием.

Интенсивная неогеновая складчатость охватила и восточную интрагеосинклинали. Чаще всего возникшие в результате этих движений складчатые структуры тесно причленились к смежным структурным элементам мезозойской интрагеоантиклинали — антиклинориям, усложняя и наращивая их, но не обособляясь от них. Таковы, по всей вероятности, антиклинорийные структуры Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов, системы хребтов Хидака и восточного хребта п-ва Шмидта.

Исключением является новообразованная явно инверсионная структура Северо-Восточного антиклинория, возникшая на месте прогиба, разделявшего древние мезозойские поднятия (антиклинории) на месте Восточно-Сахалинского хребта и п-ва Шмидта. К новообразованным структурам относятся и соседние с антиклинорием синклинории: уже упоминавшийся Байкальско-Нышский синклинорий на западе и Охотский — на востоке.

Неогеновыми новообразованиями, несомненно, являются и структуры Курильской островной дуги — Большекурильский и Малокурильский антиклинории, разделенные Центрально-Курильским синклинорием. Восточное Хоккайдо является отчетливым замыканием этих структур. Интересно при этом отметить, что если Большекурильский антиклинорий и осевые структуры Хоккайдо имеют, скорее всего, торцовый характер сочленения, то Малокурильский антиклинорий, вероятно, облекает мезозойскую структуру Хидака.

В отличие от интрагеосинклиналей мезозойские антиклинории реагировали на движения сахалинской фазы складчатости возникновением новых и обновлением старых разрывных дислокаций и блоковыми подвижками. Пликативные дислокации, за редким исключением, не играли большой роли.

Разрывные дислокации свойственны не только древним, реликтовым, но и молодым новообразованным структурам, особенно инверсионным антиклинориям. Крупные продольные нарушения типа надвига или взбросо-надвига осложняют восточные крылья Западно-Сахалинского антиклинория Камуикотан. Южная часть последнего ограничена крупным надвигом не только по восточному, но и по западному крылу. Продольные разломы, видимо, частично ограничивают и структуру Курильской островной дуги — Большекурильский и Малокурильский антиклинории. В связи с этим не лишено основания отнесение некоторых из этих структур к типу горст-антиклинориев и грабен-синклинориев.

Подытоживая имеющиеся сведения о геологическом строении Хоккайдо-Сахалинской складчатой области, следует сказать, что ее современный структурный план является сложным сочетанием неогеновых структур и видоизмененных реликтов мезозойского структурного плана. Таковыми являются Шмидтовский, Восточно-Сахалинский и Сусунайско-Анивский антиклинории на Сахалине и антиклинории Китаками и Хидака

на Хоккайдо. Остальные структуры являются новообразованными. Их наложенность особенно отчетливо проступает в том, что реликтовые структуры облекаются молодыми положительными структурами, а также в резком различии субмеридиональных простираний неогеновых антиклинорий и север-северо-западных простираний мезозойских антиклинорий.

Таким образом, в современном структурном плане Сахалина и Хоккайдо помимо неогеновых существенную, если не преобладающую роль играли мезозойские (меловые) тектонические движения. В результате их проявления субмеридиональная мезозойская эвгеосинклинальная область была разделена продольной интрагеоантиклиналью на две интрагеосинклинали. Мезозойские антиклинории, несмотря на существенные изменения, сохранили свое тектоническое значение. Не утратилось кулисообразное расположение мезозойских структур и север-северо-западное простирание мезозойской складчатости. Более того, мезозойские структуры предопределили местоположение и некоторые особенности строения более поздних неогеновых структур, их облекающий характер и осложненность разрывными дислокациями.

По всей видимости, вполне назрела необходимость в более детальном выяснении роли мезозойских движений и соответствующем их отображении на тектонических картах в кайнозойских складчатых областях и современных геосинклиналях.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

К. В. БОГОЛЕПОВ

МЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ ВО ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ ЕВРАЗИИ

Первая и, по-видимому, наиболее важная особенность развития внегеосинклинальных областей Евразии в мезозойскую тектоническую эпоху заключается в возникновении и широком площадном распространении двух типов структур, соответствующих двум основным линиям развития областей завершённой палеозойской складчатости. Первый тип — «молодые плиты», или «геосинеклизы», подобные Западно-Сибирской, Туранской и Скифской. Второй тип — сопряжённые с плитами области и пояса «возрожденного» горообразования, или дейтероорогенеза (Боголепов, 1968), наиболее ярким примером которых может служить мезозойский горный пояс Центральной Азии, простиравшийся от Станового хребта и Большого Хингана на востоке до Тургая и Южного Урала на западе. Ранее автору приходилось отмечать, что это единая крупная структура, которую не следует разрывать, относя к эпипалеозойской платформе ее западную часть и к области «гранитоидной» или какой-либо другой «активизации» восточную.

Оба типа структур существовали и ранее, причем не только в неогенкуме, но и в глубоком докембрии. Прототипом «молодых» плит являются осадочные чехлы (овруч, иотний), формировавшиеся на докарельском складчатом основании будущей Русской платформы и, вероятно, синхронные карелидам, а также раннепалеозойские чехлы на байкалидах Печерского, Аравалийского и Восточноаравийского бассейнов. Активное проявление дейтероорогенеза устанавливается в среднем и позднем палеозое на ранних каледонидах (салаиридах) Кузнецко-Минусинской складчатой системы, на байкалидах Западного Забайкалья и Енисейского кряжа.

Однако наиболее широкое площадное распространение оба типа приобрели в мезозое. Предпосылкой к этому явились коренные изменения в структуре земной коры северного полушария, вызванные герцинской складчатостью, спаявшей отдельные блоки древних платформ в огромную континентальную массу Лавразии. Образование поясов сводово-глыбовых вздутий земной коры и сопряженных с ними плит или геосинеклиз как отрицательной формы сводовых деформаций большого радиуса кривизны, компенсирующих движения противоположного знака, явилось естественной реакцией относительно жесткого панциря консолидированной коры на тектонические напряжения, причиной которых могут быть перемещения или преобразования глубинного мантийного вещества.

Таким образом, если в палеозое главными структурными элементами континентального блока были древние платформы с присущими им ши-

тами и плитами и области эпигеосинклинального орогенеза (протоорогенеза), а дейтероорогенные системы и «молодые» плиты имели сугубо подчиненное распространение, то в мезозое они приобрели ведущее значение, определив важнейшие черты структурного развития континента.

Вторая, часто недооцениваемая особенность мезозойской тектонической эпохи (начало ее следует отнести ко второй половине триаса, а завершение к середине олигоцена; Боголепов, 1966) заключается в том, что для большей части северного полушария, за исключением, быть может, Альпийского пояса, она представляет собой законченный тектонический цикл. Он начинается активным взламыванием и деформациями континентального блока и сопутствующим магматизмом, определившими морфоструктурную дифференциацию послегерцинского пенеплена, и заканчивается ослаблением тектонических движений и новым этапом выравнивания созданных ранее морфоструктур. Оба этапа четко выражены рядами геологических формаций. В течение первого этапа в Центрально-Азиатском поясе формируются вулканогенные и грубообломочные молассы мощностью до 2—3 и более километров (Восточный Тянь-Шань, Монголия). Они локализуются в межгорных впадинах и протяженных рифтовых зонах, тяготеющих к разломам, унаследованным от палеозойской структуры. В то же время на плитах накапливаются терригенные формации.

Второй этап фиксируется замыканием межгорных впадин, формированием кор выветривания и продуктов их переотложения, образующих плащеобразные тела в плоских депрессиях на поверхности сnivelированных горных систем. В это время, по терминологии геоморфологов, горные области переживают «нисходящую фазу развития рельефа». В чехле плит этот этап выражается усилением роли органогенного и хемогенного осадконакопления, появлением глинистых, кремнистых, известняковых и глауконитовых формаций и уменьшением скорости и мощностей осадконакопления.

Смена первого этапа вторым происходила неодновременно. Это особенно хорошо видно при анализе структуры Центрально-Азиатского пояса. Для его западной половины, ограниченной примерно сотым меридианом, уже в поздней юре устанавливается квазиplatformный режим. В восточной половине тот же режим наступает в конце неокома, а в отдельных зонах Северо-Восточного Китая и Монголии, возможно, и с начала позднего мела. В этой асинхронности, как и в особенностях предшествующего дейтероорогенеза, проявляется дисимметрия в развитии западной и восточной частей Евразии.

В настоящем изложении я не могу подробнее останавливаться на структурах восточного и западного сегментов, особенно интересных для Центрально-Азиатского пояса, и на вопросах его тектонического районирования, тем более, что они были доложены мной на прошлой сессии совета (Боголепов, 1969). Сейчас представляется целесообразным перейти к рассмотрению соотношений в развитии структуры внегеосинклинальных и геосинклинальных областей.

В последние годы широко распространилось представление о ведущей роли геосинклинального процесса, якобы индуцирующего тектонические движения в континентальном блоке и создающего все разнообразие присущих ему структурных форм. Выражением этой точки зрения являются разработанные М. С. Нагибиной (1967) понятия о «ревивации» и об особом тихоокеанском типе наложенных впадин, концепция недавно высказанная Ю. М. Пущаровским (1969) о «резонансно-тектонических структурах» и, наконец, предложенная Ю. М. Шейнманном (1968) гипотеза «тектонофера», согласно которой едва ли не вся энергия глубинных процессов сосредоточивается в узких зонах, соответствующих зонам глубинных землетрясений, которые на поверхности выражаются структурами геосинклинального типа. В отличие от этой точки зре-

ния, автору представляется, что геосинклинальный процесс, т. е. процесс взламывания дифференцированного погружения линейных зон земной коры и сопровождающего магматизма, так же как и не менее энергоемкие процессы прото- и дейтероорогенеза и койлогенеза (образования плит), обусловлены общей причиной — воздействием внутриземной энергии и ротационных сил Земли на ее внешнюю осадочно-метаморфическую оболочку. Различие возникающих при этом структурных форм обусловлено физической неоднородностью земной коры, разной реакцией различных построенных блоков осадочно-метаморфического слоя на возникающие в нем напряжения.

Выяснение причин и закономерностей проявления тектогенеза в целом и геосинклинального процесса, в частности, требует, в первую очередь, анализа соотношений тектонических движений в одновременно развивающихся геоструктурных областях, т. е. изучения латеральных рядов основных геологических структур, в состав которых входят как геосинклинали, так и плиты и области дейтеро- и протоорогенеза.

Выше отмечалось, что в развитии мезозойского Центрально-Азиатского пояса устанавливаются две стадии. Первая — энергичного горо- и впадинообразования, резко дифференцированных тектонических движений и связанной с ними магматической деятельности. Эта стадия в западной части пояса заканчивается к началу поздней юры. Что происходит в это время в смежных частях Альпийского геосинклинального пояса? И. В. Архипов и М. В. Муратов пишут: «Для разрезов триаса, нижней и средней юры... характерно широкое развитие карбонатных и карбонатно-глинистых формаций с редкими эффузивами и малым количеством грубообломочного материала» (Тектоника Евразии, 1966, стр. 222). Состав формаций, анализ их мощностей и площадного распространения свидетельствуют о спокойном темпе слабо дифференцированного опускания обширных геосинклинальных прогибов, заложившихся в ряде случаев (Иран, Гималаи) на ранее существовавших древних платформах.

Второй этап, характеризующийся в западной части дейтероорогенного пояса пенеplanationацией, формированием кор выветривания и эмбрионов плит, в альпийской геосинклинальной зоне выражен резким усилением тектонических движений и их контрастности. Те же исследователи указывают, что одним из наиболее распространенных типов формаций верхней юры — нижнего мела, а также верхнего мела — олигоцена является флиш. Обычно он сопровождается эффузивами основного состава. Флишевая формация получает наибольшее распространение в период от позднего мела до среднего эоцена, т. е. именно в то время, когда происходит пенеplanationация Центрально-Азиатского горного пояса, сопровождающаяся образованием наиболее мощных кор каолинового и латеритного выветривания.

Близкая картина устанавливается и во взаимоотношениях между развивающимися рядами структур Сихотэ-Алинской геосинклинали и восточной части Центрально-Азиатского пояса, т. е. там, где предпринимается наибольшее число попыток говорить о «тектоническом резонансе» и «ревивации» структур, смежных с тихоокеанскими геосинклиналями. Характеризуя тектоническое развитие Сихотэ-Алиня в ранней — средней юре, т. е. опять-таки в эпоху наиболее активного структурообразования и магматизма в Яблоново-Становой и Монголо-Манчжурской областях, В. А. Баскакова в докладе на V сессии Совета по тектонике Сибири (Тектоника Сибири, т. IV, 1970) вполне обоснованно пришла к выводу, что это время относительно тектонического покоя, господства устойчивых нисходящих движений и слабой магматической деятельности. На большей части территории Сихотэ-Алиня не было существенных структурных перестроек, интрузивная и вулканическая деятельность проявились на весьма ограниченных площадях. И снова резкая

дифференциация Сихотэ-Алинской геосинклинали, накопление флишевых толщ, усиление интрузивной деятельности и начало эпигеосинклинального орогенеза падают на середину — вторую половину мела и начало палеогена, когда в прилегающих областях дейтероорогенного пояса (Забайкалье, Восточная Монголия) тектонические движения начинают затухать и сменяются тектоническим покоем и выравниванием.

Где же в позднем триасе и юре располагался предполагаемый «тектонофер», конденсирующий глубинный энергетический заряд (Шейнманн, 1968): в пределах ли зоны возрожденного горообразования Центральной Азии или в пределах стабильного погружения земной коры в альпийских и тихоокеанских геосинклиналях? Наконец, можно ли при указанных соотношениях тектонических движений утверждать влияние геосинклинального процесса на структурообразование в континентальном блоке? Думается, что даже приведенные весьма общие данные свидетельствуют в пользу взаимосвязи, а не зависимости структурообразования в геосинклинальных и внегеосинклинальных областях, говорят о сбалансированности тектонического процесса, подтверждая представления о миграции «подкорковых течений» и конвекционных ячеек, столь жестоко критикуемых автором гипотезы «тектонофера» и другими представителями ортодоксального фиксизма.

Энергетическая самостоятельность, а не резонансная отраженность внегеосинклинального тектогенеза в целом и дейтероорогенеза, в частности, хорошо иллюстрируется данными о величинах теплового потока (Смирнов, 1969). Они свидетельствуют не только об энергетическом тождестве процессов, происходящих в эпигеосинклинальных горных сооружениях, с сооружениями, испытывающими дейтероорогенез, но и о большем энергетическом потенциале этих областей по сравнению с геосинклинальными прогибами, не достигшими инверсионной стадии дифференциации и образования вулканических дуг.

Внегеосинклинальные области Евразии являются благоприятным полигоном для анализа одной из наиболее спорных проблем современной тектоники — о роли горизонтальных и вертикальных движений в развитии складчатой структуры. В образовании морфоструктуры внегеосинклинальных областей, а следовательно, и в пространственном соотношении геологических формаций, ведущее значение имеют вертикальные тектонические движения, выражающиеся в образовании систем сводовых поднятий и сопряженных с ними геосинеклиз. В консолидированном метаморфическом слое домезозойских складчатых областей, при напряжениях, превышающих предел его прочности, эти движения реализуются разрывами и образованием сложной серии горстов, грабенов и протяженных разломных зон, повторяющих блоковую мозаику фундамента, созданную в предшествующие эпохи тектогенеза. В пластичных осадочных толщах, выполняющих межгорные впадины и слагающих чехлы плит, те же движения создают моноклинали, флексурные изгибы и штамповые складки. При достаточной контрастности движения могут сопровождаться скольжением осадочных толщ и образованием гравитационных складок. Анализ тектоники межгорных впадин и плит свидетельствует о конседиментационном ходе этого процесса. Вероятно, он обусловлен силами изостатической компенсации и энергии подкорковых процессов, приводящих к разогреву мантийного и корового вещества и к внутриконтинентальному — дейтероорогенному магматизму.

Если формирование основных морфоструктур и «первичной» складчатости от сводовых вздутий и геосинеклиз до небольших конседиментационных складок может быть объяснено вертикальными движениями (объяснение их боковым сжатием натолкнулось бы на непреодолимые трудности, связанные с прочностью материала и передачей напряжений на расстояние), то последующее преобразование структуры межгорных впадин и плит с наибольшей вероятностью свидетельствует о широком

проявлении горизонтальных движений. Они выражаются системами сдвигов и надвигов и зонами линейных складок, обычно локализующихся в бортовых частях впадин и плит вблизи их разломных ограничений, возникновением рамповых форм, в которые преобразуются системы межгорных впадин после заполнения их осадочным чехлом. В мозаике компетентных гранитизированных глыб домезозойского фундамента горизонтальные напряжения реализуются не изгибами, а перемещением глыб друг относительно друга. С движениями этого типа связаны крупные сдвиги и надвиги, установленные вдоль Становой, Восточно-Саянской, Алтае-Кузнецкой, Каргинской, Ферганской и других зон разломов. Очень характерно, что эти движения большей частью не связаны с активными проявлениями морфогенеза, по времени они оторваны от регионального сводообразования и от конседиментационной штамповой складчатости в межгорных впадинах. Они деформируют ее и потому не могут рассматриваться как результат трансформации вертикальных движений. В этот период (от апт-альба до позднего мела включительно), которым с наибольшей долей вероятности датируется образование Станового, Каргинского и других надвигов (Боголепов, 1967), вертикальные движения в Центрально-Азиатском поясе проявились весьма слабо. Представляется, что оба морфологических и генетических типа складчатости, намеченные для внегеосинклинальных областей, присущи и мезозойским геосинклиналям. В их пределах они формируются в той же последовательности, хотя и завуалированной, во-первых, более мощными проявлениями гравитационной складчатости, во-вторых, неоднократной повторяемостью процессов, и, в-третьих, последующим орогенезом.

В анализе общих закономерностей развития альпийского геосинклинального пояса, выполненном в последние годы А. В. Пейве (1967) и рядом его сотрудников, и подтверждающем необходимость учитывать крупные горизонтальные перемещения платформенных масс, обращает внимание факт, что эти движения с наибольшей силой проявились в апт-альбскую и поздне меловые тектонические фазы, т. е. относятся приблизительно к тому же времени, которым мы независимо от данных по альпийским геосинклиналям можем датировать образование сдвигов и надвигов Центральной Азии. Однако горизонтальные межглыбовые движения во внегеосинклинальных областях, по-видимому, имели небольшую амплитуду, исчисляющуюся сотнями метров и первыми километрами. Они не привели к существенной перестройке структуры сводовых поднятий и плит и к сгущиванию сиалического вещества, создавшему предпосылки для столь активных вертикальных движений, которые имели место в конце мела и палеогене при протоорогенезе в Альпийском поясе.

Б. И. ВАСИЛЬЕВ

МЕЗО-КАИНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИХ РАЗВИТИЯ

В 1965—1968 гг. автор провел геолого-гидрогеологическую съемку масштаба 1 : 500 000 в юго-восточной части МНР на площади 40 000 км². Съемка сопровождалась бурением колонковых скважин и большим объемом электроразведочных работ (ВЭЗ), что наряду с хорошей обнаженностью и наличием ископаемых органических остатков позволило довольно подробно изучить геологическое строение региона, в том числе мезокайнозойские структуры.

Мезо-кайнозойские структуры занимают более половины Восточно-Гобийской части МНР. В рельефе они представлены отрицательными формами (депрессиями), резко дискордантными по отношению к палеозойским структурам, образующим горные массивы, и развились на них в результате интенсивных блоковых подвижек. В связи с этим размеры, форма и внутреннее строение мезо-кайнозойских депрессий определяются исключительно системой разломов, секущих протерозойские и разновозрастные палеозойские образования фундамента, и интенсивностью подвижек по этим разломам. Это, в первую очередь, относится к континентальным осадочным и вулканогенным юрским и нижнемеловым образованиям мощностью до 3 000 м, обнажающимся, как правило, в прибортовых частях депрессий и сочленяющимся с палеозойскими горными массивами по разломам.

Форма мезо-кайнозойских депрессий различна. В основном — это полосы с прямыми или ступенчатыми бортами, вытянутые в северо-восточном, реже — в северо-западном направлениях. Встречаются и овальные депрессии (большой частью мелкие). Размеры их также весьма различны. Наиболее крупные депрессии имеют протяженность до 150—200 км при ширине 50—100 км. По данным ВЭЗ и бурения, почти все разломы как ограничивающие борта депрессий, так и секущие их фундамент крутопадающие, почти вертикальные. Амплитуды перемещений по этим разломам самые различные — от нескольких десятков метров до 2—3 км и более. В центральных частях крупных депрессий глубина залегания палеозойского фундамента местами превышает 5 км (предел метода при разносах = 10 000 м).

В течение мезо-кайнозоя в депрессиях накопилась мощная толща континентальных терригенных и вулканогенных отложений, имеющая следующий сводный разрез:

Нижняя юра — андезиты, дациты, липариты и их туфы	300 м
Средняя и верхняя юра — сероцветные песчано-галечниковые отложения, местами базальты и андезито-базальты	1 500 м
Нижний мел, ширилинская свита — красноцветные песчано-глинистые отложения, местами базальты и андезито-базальты	1 500 м
Нижний мел, дзунбаинская свита — сероцветные угленосные песчано-глинистые и мергелистые отложения, местами липариты и их туфы	1 200 м
Верхний мел, сайншандинская свита — сероцветные песчано-галечниковые отложения	300 м
Верхний мел, баинширеинская свита — красноцветные глинистые отложения	200 м
Палеоген — красноцветные грубообломочные и глинистые отложения	100 м
Неоген — сероцветные гравийно-песчано-галечниковые отложения	45 м

Углы падения слоев юрских и нижнемеловых отложений в прибортовых частях депрессий изменяются от 30—40 до 60°, в центральных — от 5 до 10°.

Красноцветные верхнемеловые отложения мощностью до 800 м залегают значительно спокойнее и обычно перекрывают как нижнемеловые отложения, так и прибортовые части горных массивов, сложенных протерозойскими и палеозойскими образованиями. Углы падения слоев верхнемеловых отложений составляют 3—5°, редко — до 15°. Большинство разломов, секущих палеозойский фундамент, породы юры и нижнего мела перекрыты верхнемеловыми отложениями. Это указывает на ослабление тектонической активности в начале верхнего мела, в связи с чем интенсивные блоковые движения сменились плавными прогибаниями каждой из депрессий.

Кайнозойские континентальные красноцветные отложения образуют маломощный (до 100 м) покров, практически не дислоцированный и повторяющий неровности рельефа. Наблюдающийся при этом общий наклон (0,5—1°) от прибортовых частей депрессий к их осевым частям в равной мере может служить указанием как на продолжающееся поднятие гор-

ных массивов относительно депрессий, так и на прогибание приосевых частей депрессий относительно горных массивов. Интрузивный магматизм в мезо-кайнозое не проявился.

Особенности состава мезо-кайнозойских отложений и образованных ими структур позволяют наметить следующие основные этапы геологического развития рассматриваемого региона в мезо-кайнозое. Начало мезозоя в юго-восточной части МНР охарактеризовалось установлением континентального режима и коренной перестройкой тектонических структур, образованием расколов и блоковыми подвижками по ним. В триасе весь регион представлял собой высоко поднятую сушу, с которой происходил снос материала. Отложения этого возраста отсутствуют. В ранней юре произошло образование некоторых разломов и локальные излияния лав кислого и среднего состава мощностью до 300 м.

В средней и верхней юре заложилась разломы северо-восточного простирания и произошли блоковые подвижки по ним, приведшие к образованию грабенов, заполнившихся сероцветными песчано-галечниковыми и валунными отложениями речного типа мощностью до 1500 м. Формирование этих отложений происходило в долинах крупных полноводных рек, обладавших большой силой живого потока, на что указывает крупный размер валунов (до 1,5 м) и их хорошая окатанность. Климат в это время был влажным, умеренным. На последнее, в частности, указывают годовые кольца на стволах окаменевших деревьев, часто встречающихся среди юрских песчаников и конгломератов.

Во второй половине этапа произошли локальные приразломные излияния базальтов и андезито-базальтов, образовавших толщи мощностью до 1000 м. В конце стадии активизировались тектонические процессы и произошло смятие юрских отложений в крупные складки северо-восточного простирания.

Валанжин — баррем охарактеризовался заложением крупных грабен-синклиналей общего северо-восточного простирания, разделенных горст-антиклиналями, которые в общих чертах по конфигурации напоминали современные. В грабен-синклиналях происходило формирование красноцветных гипсоносных отложений шарилинской свиты мощностью до 1500 м, сопровождавшееся излиянием базальтов и андезито-базальтов в приразломных зонах. Генезис отложений шарилинской свиты различный. В прибортовых частях депрессий формировались грубообломочные плохо отсортированные пролювиальные и склоновые отложения; в центральных частях существовали озера, в которых отлагались тонкие осадки, часто с гипсом. Климат к этому времени стал жарким и сухим. В конце этапа произошло поднятие и слабая дислокация отложений шарилинской свиты, затем — размыв и пенеппенизация.

К началу апта территория была пенеппенизирована и представляла собой систему соединившихся между собой озер, разделенных увалами, сложенными протерозойскими и палеозойскими образованиями. Климат вновь стал влажным. В этих условиях произошло отложение сероцветных преимущественно тонкообломочных отложений дзунбаинской свиты (до 1200 м) с прослоями мергелей, известняков и местами углей. Озера юго-восточной Монголии в дзунбаинское время соединились с озерами Забайкалья, северного Китая и, возможно, Приморья, на что указывает сходный комплекс пресноводной фауны (Мартинсон, 1961, 1966)?

В ряде мест в рассматриваемое время происходили локальные извержения кислых лав, сопровождавшиеся выбросами большого количества пирокластических продуктов, что обусловило формирование вблизи очагов извержения туфогенно-осадочной фации дзунбаинской свиты. Эта фация ранее ошибочно рассматривалась как самостоятельная цаганцабская свита и помещалась под дзунбаинской (Васильев и др., 1959), однако имеющийся в настоящее время материал позволяет решить этот вопрос однозначно (Васильев и др., 1967). Этими излияниями магматиче-

ская деятельность в рассматриваемом регионе практически заканчивается.

В конце нижнего мела имела место активизация блоковых движений, смятие отложений дзунбаинской свиты в крупные складки с простиранием слоев, повторяющим в основном конфигурацию депрессий.

Верхний мел охарактеризовался медленными вертикальными движениями крупных блоков. В начале этапа регион представлял собой аллювиальную равнину, на которой происходило формирование сероцветных песчано-галечниковых отложений сайншандинской свиты мощностью 300 м. В конце верхнего мела — поднятие, сокращение площади осадконакопления, формирование красноцветных тонкообломочных гипсоносных озерных отложений баинширеинской свиты мощностью до 200 м.

В палеогене произошло оживление блоковых движений, унаследовавших движения, происходящие в мелу. На склонах горных массивов произошло формирование грубообломочных красноцветных отложений (5—15 м) склонового ряда, в депрессиях продолжалось накопление озерных красноцветных гипсоносных глин с известковистыми стяжениями мощностью до 100 м.

В неогене в условиях влажного умеренного климата сформировался Гобийский пенеппен — обширная эрозионная и аллювиальная равнина, покрытая сероцветными песчано-галечниковыми отложениями мощностью до 45 м. В ряде мест имело место внедрение мелких штоков щелочных долеритов.

В четвертичное время произошло медленное прерывистое поднятие горных массивов и формирование четырех эрозионно-аллювиальных уровней.

А. А. ТИМОФЕЕВ

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА В МЕЗОЗОЕ И ЕГО МЕСТО В СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Монголо-Охотским поясом называют зону распространения мезозойских морских отложений, ограниченную на севере докембрийскими складчатыми сооружениями Яблоново-Становой области, а на юге палеозоидами Большого Хингана и Буреинским кристаллическим массивом. Первое предположение о существовании Монголо-Охотского металлического пояса как самостоятельной структуры Восточной Азии, протягивающейся из Монголии через Забайкалье, верховья Амура к Охотскому морю, было высказано А. Е. Ферсманом (1926). Если геосинклинальная природа палеозойских структур Монголо-Охотского пояса ни у кого не вызывает сомнения, то в отношении мезозойской его истории высказываются самые различные точки зрения. Одни исследователи считают, что мезозойский этап является последним циклом геосинклинального развития Монголо-Охотского пояса (Красный, 1958), другие называют изолированные прогибы, выполненные морскими отложениями, остаточного геосинклинальными (Смирнов, 1963); третьи, считая эти прогибы наложенными, отождествляют их с авлакогенами древних платформ (Дорнфельд, 1968). М. С. Нагибина (1963, 1967) объединяет мезозойские прогибы этой территории в «монголо-охотский тип» новообразованных (негеосинклинальных) прогибов, называя их «структурами ревивации».

Сторонники выделения Монголо-Охотского пояса мезозоид свои выводы обосновывают связью этой структуры с Тихоокеанской геосинклиналью, наличием флишевых толщ и широким проявлением гранитоид-

ного магматизма, который связывается с орогенным этапом развития мезозойской геосинклинали. Из перечисленных аргументов лишь связь с геосинклиналью является несомненной. Что касается флишевых толщ, то к ним относятся толщи ритмичного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов, больше сопоставимые с отложениями осадочных чехлов платформ, чем с типичным геосинклинальным флишем. Однако состав формаций, особенно в пригеосинклинальных прогибах, степень и характер дислоцированности пород, их метаморфизм не позволяют считать мезозойские структуры Монголо-Охотского пояса и выполняющие их отложения типично платформенными. В формационном отношении они ближе к краевым прогибам, а на границе с Сихотэ-Алинем — к миогеосинклиналям. Эти признаки и послужили поводом М. С. Нагибиной (1963) для выделения особого типа структур «восточноазиатской группы». Гранитоидный магматизм проявился в разное время (от средней юры до позднего мела) и не только в Монголо-Охотском поясе, но и далеко за его пределами в областях палеозойской и докембрийской стабилизации. Ряд исследователей справедливо связывает его с мезозойской активизацией Восточно-Азиатского блока земной коры.

По особенностям развития в мезозое, составу формаций и положению в структуре Восточной Азии Монголо-Охотский пояс может быть поставлен в ряд с авлакогенами (Шатский, 1964). Проводя подобную аналогию, авлакогенами мы называем только структуры типа Днепровско-Донецкого авлакогена (сложные авлакогены, по Н. С. Шатскому). Грабенобразные прогибы, для которых не доказана связь с геосинклиналью, и внутриплатформенные системы грабенов называть авлакогенами (даже простыми), на наш взгляд, нецелесообразно. Отложения, выполняющие эти структуры, являются платформенными образованиями и на Русской плите относятся к осадочному чехлу. Из наиболее характерных особенностей авлакогенов можно назвать следующие:

— связь с глубинными разломами, иногда значительной протяженности;

— ограничение с обеих сторон частями платформ;

— приуроченность к «внутренним» углам окраин платформ;

— асимметричность по простиранию. Один конец их выклинивается в пределах платформы, тогда как другой уходит в тело геосинклинальной зоны. В связи с этим по простиранию в глубь платформы авлакоген все больше утрачивает черты геосинклинали и приобретает признаки, свойственные платформенным структурам;

— сложность структуры, наличие самых разнообразных элементов: среди них наряду с прогибами имеются поднятия и складчатые зоны. Особенно характерны для авлакогенов поперечные поднятия, которые, являясь элементами стабилизированных участков земной коры, ограничивают распространение геосинклинальных тенденций развития в глубь платформы;

— близость состава выполняющих формаций к формациям краевых прогибов или миогеосинклиналей;

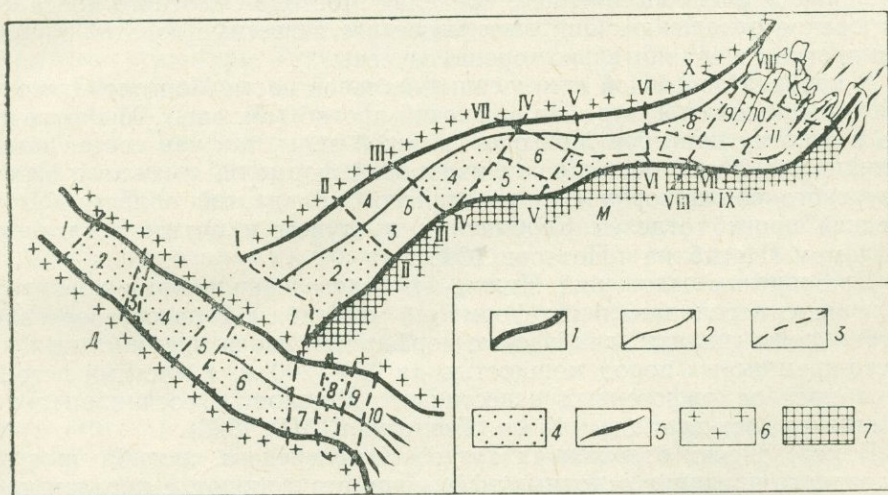
— относительно короткий период развития по сравнению с геосинклиналями.

Следовательно, авлакогены следует рассматривать как структуры взаимодействия платформ и геосинклиналей. Типичным примером подобного взаимодействия является развитие Монголо-Охотского пояса.

В современном тектоническом плане Монголо-Охотский пояс представляет собой узкую зону мезозойских прогибов, вытянутую в северо-восточном направлении от Монголии до Охотского моря на расстоянии около 2500 км. На Охотском побережье Охотский пояс непосредственно примыкает к складчатым структурам Сихотэ-Алиня. На побережье Сахалинского залива простирание Сихотэ-Алинской складчатой области изменяется от субмеридионального на субширотное (восток-северо-вос-

точное) и находит продолжение в магнитных аномалиях, установленных в акватории Охотского моря (Ривош, 1964). Вполне вероятно, что они связаны с продолжением в Охотском море складчатых структур Сихотэ-Алиня (Охотская ветвь). Сочленение Сихотэ-Алинской и Охотской ветвей геосинклинали входит во внутренний угол области палеозойской консолидации. Здесь и берет начало Монголо-Охотский пояс, являющийся как бы продолжением Охотской ветви. На северо-западе Монголо-Охотский пояс системой глубинных разломов отделен от докембрийских образований Яблоново-Становой области и Сибирской платформы. На юго-востоке по древнему Приаргунскому разлому, соединяющемуся в верховьях Амура с системой молодых мезозойских разломов, он граничит с палеозойскими складчатыми структурами Большого Хингана. Крупные широтные разломы отделяют мезозойские структуры Монголо-Охотской области от более древних (допалеозойских и палеозойских) складчатых структур Зeya-Буреинской равнины и Буреинского массива (Чеботарев и Усенко, 1967). Соединяющиеся с ними Керби-Омальная и Омало-Усолгинская зоны разломов отделяют Монголо-Охотский пояс от мезозойских Сихотэ-Алиня (Нагибина и Потапов, 1965).

Южно-Борщевочным, Южно-Янканским, Усть-Гилуийским и Северо-Удским разломами, образующими единую продольную систему, Монголо-Охотский пояс делится на две зоны: северную (а) и южную (б; см. рис.). Северная зона, начиная с юрского времени, сохраняла тенденцию к преимущественному воздыманию. Лишь в конце поздней юры — нача-



Схемы тектонического районирования Днепровско-Донецкого и Монголо-Охотского авлакоген (по материалам В. А. Амантова и др., М. С. Нагибиной, М. В. Чеботарева и др., Л. А. Ривоша, Г. Н. Доленко и др.)

1 — региональные зоны разломов, ограничивающие авлакогены; 2 — продольные зоны разломов внутри авлакогенов; 3 — поперечные разломы; 4 — прогибы, выполненные преимущественно морскими отложениями; 5 — простираение складчатых структур, в Охотском море — магнитных аномалий; 6 — области докембрийской складчатости; 7 — области палеозойской складчатости. Д — Днепровско-Донецкий авлакоген. Прогибы (на рисунке): 2 — Нежинский, 4 — Роменский, 6 — Полтавский, 8 — Шебелинский. Поперечные поднятия: 1 — Черниговское, 3 — Гмырянское, 5 — Люженское, 7 — Харьковское, 9 — Балаклейское; 10 — складчатые структуры Донбасса. М — Монголо-Охотский авлакоген: А — северная зона; Б — южная зона. Прогибы: 2 — Восточно-Забайкальский, 4 — Ольдойский, 5 — Амуро-Зейский, 8 — Удский, 10 — Горомский, 11 — Тугуро-Нимеленский. Поднятия: 1 — Агинское, 3 — Газимурское, 6 — Гонжинское, 7 — Тукурингра-Джагды, 9 — Тайканско-Бюко-Альское. Поперечные разломы: I — Кулиндинский, II — Сретенско-Нерчинскозаводской, III — Могочинский, IV — Западно-Гонжинский, V — Восточно-Гонжинский, VI — Амуро-Учурский, VII — Южно-Тугурингрский, VIII — Турано-Удский, IX — Тугурский, X — Удско-Амгунский

ле раннего мела в ее пределах формируется ряд приразломных прогибов, выполненных мощной толщей (до 6 км) континентальных вулканогенно-осадочных пород (северная часть Удского прогиба, Верхнезейская впадина и др.). Южная зона с триаса до поздней юры на западе (Восточное Забайкалье) и до позднего мела на востоке (Западное Прихотье) являлась областью прогибания и накопления терригенных, преимущественно морских отложений мощностью 7—11 км.

Разломами северо-западного и северо-восточного направления Монголо-Охотский пояс расчленен на ряд опущенных и приподнятых блоков. Эти разломы имеют значительную протяженность и далеко уходят за пределы Монголо-Охотского пояса. Поперечные поднятия играли большую роль в развитии Монголо-Охотского авлакогена. С одной стороны, они как бы «экранировали» проникновение геосинклинальных условий осадконакопления в глубь континента, с другой стороны, влияли на распределение осадков в зонах прогибания, являясь внутренними источниками обломочного материала.

Наиболее древними мезозойскими породами Монголо-Охотского пояса являются отложения верхнего триаса. Отдельные их пятна встречаются в пределах всей зоны, ограниченной Монголо-Охотской и Приаргунско-Усолганской системами разломов. Представлены породы верхнего триаса конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Мощность их колеблется в пределах 1 000—1 200 м, редко достигая 2 000—2 500 м.

Большое распространение в пределах Монголо-Охотского пояса имеют юрские отложения. Они выполняют все известные на этой территории прогибы и сравнительно хорошо изучены.

В крайней восточной пригеосинклинальной части Монголо-Охотского пояса расположен Тугуро-Нимеленский прогиб (см. рис.). Мы включаем его в систему прогибов Монголо-Охотской зоны, так как состав выполняющих его формаций резко отличается от формаций смежного Нижне-Амурского синклиория Сихотэ-Алинской складчатой области. От последней прогиб отделен Кербинским выступом и Омало-Усолганским разломом (Нагибина и Потапов, 1965).

Для юрских отложений Нижне-Амурского синклиория характерно наличие эвгеосинклинальных формаций (см. табл.). В разрезе юры здесь установлены спилиты, диабазовые порфириты, пачки кремнистых и глинисто-кремнистых пород мощностью до 250—300 м, а местами встречаются прослои рифогенных известняков. Мощность геосинклинального комплекса достигает здесь 15 км (Геология СССР, 1966).

В мезозойских отложениях Тугуро-Нимеленского прогиба продукты подводного излияния основных эффузивов отсутствуют, а прослои кремнистых пород, имеющие ничтожную мощность и лишь иногда достигающие 50—160 м, сосредоточены в его восточной части, непосредственно примыкающей к Нижне-Амурскому синклиорию.

Разрез мезозоя в основании и верхней части представлен грубообломочными породами, в средней части преобладают песчаники и глинистые сланцы с подчиненной ролью кремнистых пород. Мощность осадочной толщи около 9 км.

Подобный характер разреза в большей степени сближает Тугуро-Нимеленский прогиб со структурами Монголо-Охотской зоны, чем с Сихотэ-Алинской геосинклиналью. Наличие в разрезе кремнистых пород свидетельствует лишь о близком расположении Тугуро-Нимеленского прогиба к геосинклинальным структурам. Занимая пограничное положение между консолидированной областью и активной геосинклиналью, прогиб представляет собой крайнюю западную часть поперечной зоны затухания геосинклинали (Пушаровский, 1961), которая берет начало на стыке Охотской и Сихотэ-Алинской ветвей. Поперечное поднятие ограничивает Тугуро-Нимеленский прогиб с запада (см. рис.). Находя-

щийся за поднятием Удский прогиб имеет уже иной разрез мезозоя. Здесь отсутствуют кремнистые породы, и осадочная толща становится более грубообломочной. Разрез юрских отложений в Удском и в расположенных западнее Верхне-Амурском и Восточно-Забайкальском прогибах в формационном отношении очень близок (см. табл.). Имеющиеся различия обусловлены лишь степенью влияния поперечных поднятий как внутренних источников сноса обломочного материала. При общем сходстве разреза стратиграфический диапазон морских отложений, а следовательно, продолжительность связи прогибов с геосинклинальным бассейном различны. В восточном направлении отмечается омоложение возраста верхних горизонтов морских осадков, а также возраста гранитоидов и эффузивных пород (Нагибина, 1963). В связи с этим увеличивается и мощность отложений. В этом же направлении увеличивается и степень дислоцированности пород. Если в Восточно-Забайкальском, Верхне-Амурском и Удском прогибах преобладают коробчатые и линейные складки небольших размеров, то в Тугуро-Нимеленском прогибе господствуют зоны линейных складок значительной протяженности, близкие к структурам западной части Сихотэ-Алиня. Здесь же особенно интенсивно проявились дизъюнктивные дислокации, образующие полуконцентрические системы, дугой обращенные к Бурейско-Тайканско-Буюко-Альскому поперечному поднятию (Нагибина и Потапов, 1965).

Сравнение геологического строения Монголо-Охотского пояса с Днепровско-Донецким авлакогеном обнаруживает их большое сходство (см. рис.). Складчатым структурам Донбасса, представляющим собой зону затухания герцинид в пределах Восточно-Европейской платформы, соответствуют структуры Тугуро-Нимеленского прогиба Монголо-Охотского пояса, значительная часть которых находится в Охотском море. Прогибы западной части Монголо-Охотского пояса соответствуют депрессиям Днепровско-Донецкого авлакогена, разделенным поперечными поднятиями. Сходство геологического строения Днепровско-Донецкого авлакогена и Монголо-Охотского пояса обусловлено сходными причинами возникновения этих структур и примерно одинаковой историей развития на начальных этапах их формирования. Различия между ними (наличие сплошного осадочного чехла в Днепровско-Донецком авлакогене и обнаженность фундамента на большей части территории Монголо-Охотского пояса) обусловлены несходством региональных структур, в теле которых они сформировались.

Геосинклинальное развитие области, внутри которой развился Монголо-Охотский авлакоген, закончилось в позднем палеозое. Эта точка зрения отражена на Тектонической карте Евразии (1966). Часть герцинского Урало-Монгольского пояса, расположенную между Яблоново-Становой областью и Китайской платформой, А. Л. Яншин (Тектоника Евразии, 1966) назвал Дунбейской молодой платформой. В ее северной части и сформировался Монголо-Охотский авлакоген. Однако встает вопрос: существовал ли платформенный режим на территории Дунбейской платформы к началу формирования Монголо-Охотского авлакогена? От его решения зависит правомерность применения термина «авлакоген» к рассматриваемой структуре.

Принято считать, что платформы — это структуры с двухъярусным строением. Такое определение характеризует платформу как статическую систему и не отражает ее развития. Осадочный чехол (плитц) платформы приобретают лишь в процессе эволюции.

Образованию чехла предшествует стадия щита, формирующегося в результате пенепленизации складчатой области.

Наиболее полное определение платформы, учитывающее ее развитие, дано А. Л. Яншиным (1965), который считает, что «...платформы — это определенная историческая категория структур, которая возникает на месте геосинклинальных областей, прошедших стадию складчатости, ста-

Сопоставление морских отложений Монголо-Охотского пояса

Название района			Восточно-Забайкальский прогиб (по К. К. Анашкиной, 1967)	Верхне-Амурский (Ольдойский) прогиб (Геология СССР, т. XIX)	Удский прогиб (по В. В. Панову, 1965)	Тугуро-Нимеленский прогиб (по М. С. Нагибиной, 1965)	Нижне-Амурский синклиниорий Сихотэ-Алиня (Геология СССР, т. XIX)
Система	Отдел	Подотдел, ярус					
Меловая система	нижний	валанжин — альб					Переслаивание песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы; 5 200 м
		верхний		Песчаники с прослоями алевролитов; 900—1 500 м	Песчаники с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов; 3 600 м	Песчаники, ритмичное переслаивание алевролитов, песчаников, глинистых и кремнистых сланцев, прослойки туфопесчаников; 2 250 м	Алевролиты, глинистые, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, спилиты, диабазовые порфиристы; 2 200—3 100 м
Юрская система	средний			Переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев; 2 300—2 500 м	Переслаивание глинистых, песчано-глинистых сланцев и алевролитов с песчаниками; 1 500 м	Переслаивание песчаников и алевролитов, глинистые, глинисто-кремнистые, кремнистые сланцы, туфопесчаники, туффиты; 4 600 м	Алевролиты, глинистые сланцы, песчаники, глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы, спилиты; 2 100—3 600 м
		нижний	верхний лейас	Песчаники, алевролиты, конгломераты, глинистые сланцы; 5 100 м	Конгломераты, песчаники, алевролиты; до 2 000 м	Песчаники, конгломераты, глинистые сланцы; 1 300 м	Песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы; 2 000 м
	нижний лейас						
Общая мощность, м			5 100	6 000	6 300	8 850	15 100

дию пенеппенизации и утративших свою первоначальную высокую подвижность».

Обычно на месте пенеппенизированных складчатых областей (щитов) формируются региональные коры выветривания, которые Н. П. Херасков (1967) справедливо относил к «базальным формациям осадочного платформенного чехла». На территории Дунбейской платформы доверхнеюрская кора выветривания известна в Буреинском угленосном бассейне (Шатский и др., 1937), в Зей-Буреинской синеклизе, в Сунляо; доверхнемеловая — на Ханкайском массиве (Финько и др., 1963); доюрская — на обширной территории Центральной Азии (Петров, 1965). Залегает она в перечисленных пунктах на палеозойских и докембрийских образованиях, чаще всего на гранитах. Широким распространением пользуется средне- и верхнетриасовая кора выветривания за пределами Дунбейской платформы, в пределах области палеозойской складчатости: от Кузбасса до Казахского массива, Западно-Сибирской плиты и Урала. Имеются упоминания о ее наличии в Яблоново-Становой области (Анашкина, 1967), на Алданском щите и почти на всей территории Ангаро-Вилуйского прогиба (Боголепов, 1967). Следовательно, перерыв в осадконакоплении, охватывающий в восточных районах Монголо-Охотского пояса период времени от среднего карбона до верхнего триаса, а в западных — нижний и средний триас (Финько и др., 1963), был не тектонической паузой в истории развития рассматриваемой территории, а этапом ее пенеппенизации, т. е. временем становления платформы (в том числе Дунбейской) и формирования региональной коры выветривания — базальной формации осадочного чехла.

Мезозойский этап (начиная с позднего триаса) в пределах Восточно-Азиатского блока земной коры характеризуется резкой активизацией тектонических движений. Эта активизация проявилась, с одной стороны, в регенерации геосинклиналичного режима на востоке Азии (Тихоокеанская геосинклиналь), с другой — в образовании новых структурных элементов в пределах платформ. Погружение Тихоокеанской геосинклинали вызвало на краю Дунбейской платформы растяжение земной коры в месте сочленения Охотской и Сихотэ-Алинской ветвей, что привело к оживлению древних, образованию новых разломов и формированию Монголо-Охотского авлакогена. В отличие от Днепровско-Донецкого Монголо-Охотский авлакоген не развился в синеклизу, а по своей структуре напоминает складчатую область, особенно в пригеосинклиналичной части. Это обусловлено различными тенденциями развития платформ, в которых формировались авлакогены.

Начавшееся общее погружение Восточно-Европейской платформы в девоне вовлекло в прогибание Днепровско-Донецкий авлакоген. Значительная же часть Азиатского материка в мезозое испытывала воздымание. Причем этот процесс мигрировал во времени с запада на восток. В позднем триасе и ранней юре территория, расположенная к северо-западу от Монголо-Охотского авлакогена (Центральное и Западное Забайкалье), а также районы, находящиеся на юго-западном его продолжении, находились на стадии сводового развития (Боголепов, 1967). Здесь формировались внутриплатформенные грабенообразные прогибы с интенсивным проявлением эффузивного и гранитоидного магматизма. Монголо-Охотский авлакоген находился под влиянием Тихоокеанской геосинклинали и испытывал погружение.

В начале средней юры в процесс общего поднятия огромной территории Восточной Азии вовлекается крайняя юго-западная часть авлакогена (Восточное Забайкалье). Поднятие территории сопровождается формированием новых и оживлением древних разломов, служивших подводящими каналами для магматического расплава. В верхней юре и нижнем мелу процесс поднятия захватил Верхне-Амурский блок, в позднем мелу — территорию, расположенную восточнее Буреинского массива.

Широкое проявление в мезозое магматизма на значительном пространстве Восточной Азии ставит под сомнение связь гранитоидного магматизма с заключительным этапом развития Монголо-Охотской области. Гранитоидный магматизм — результат более общего процесса активизации огромной территории Азиатского материка, включающего консолидированные области самого различного возраста (археиды, протерозоицы, байдалиды, каледониды, герциниды). Миграция сводового развития территории в восточном направлении, связанная, видимо, с перемещением глубинных масс, позволяет поставить вопрос: не является ли замыкание Сихотэ-Алинской геосинклинали результатом этого общего процесса, единого для Восточно-Азиатского блока земной коры?

Таким образом, развитие Монголо-Охотского авлакогена на Дунбейской платформе приводит к выводу о том, что авлакогены как структуры взаимодействия консолидированных областей и смежных геосинклиналей в своем распространении не ограничиваются древними платформами. Они возникали и в пределах молодых платформ, если последние имели со смежными геосинклиналями не прямолинейное, а «зубчатое» сочленение. В случае прямолинейного сочленения на границе с платформой в период замыкания геосинклиналей возникали продольные краевые прогибы.

Р. В. ЛЕСНЯК

ХАРАКТЕР СВЯЗЕЙ ЮРСКОГО ОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА И ТЕКТОНИКИ В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

В геологической истории Восточного Забайкалья конец юрского периода (с начала бата до начала мела) характеризуется интенсивным внедрением интрузий и излиянием наземных эффузивов. При изучении крупных интрузивных массивов было установлено, что они слагаются различными по составу и возрасту породами, сформировавшимися в три этапа (Лесняк, 1963, 1966).

Наиболее ранними являются разности от меланократовых монцитов до граносиенитов и гранодиоритов. Характерной особенностью их является непостоянство состава.

Во второй этап сформировались интрузивные тела биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов. Их отличительным признаком является резко выраженная порфириовидность, обусловленная присутствием крупных (обычно 3—4 см, а иногда более 10 см) толстотаблитчатых или короткопризматических фенокристаллов калиевого полевого шпата. Эта особенность пород сохраняется на всей территории Шилка-Аргунского междуречья.

К завершающему этапу относятся биотитовые и лейкократовые граниты. На площадях их развития широко распространены аплиты и пегматиты, интенсивно проявлены процессы автотасоматоза. С ними тесно ассоциируют месторождения разнообразных редких элементов и флюорита.

В течение последних лет в Восточном Забайкалье был собран обширный фактический материал о физических свойствах пород, что позволило подойти к геологической интерпретации физических полей (Зорин, 1963; Меньшиков, Сейфулин, 1963). Сопоставление магнитного поля, поля силы тяжести и гамма-поля с площадями, сложенными юрскими интрузивными породами трех выделенных этапов, показало, что они четко различаются между собой. Интрузивные тела первого этапа характеризуются отчетливыми положительными аномалиями силы тяжести. Почти во всех

случаях над ними фиксируются довольно интенсивные магнитные аномалии. Они почти нерадиоактивны (6—8 гамм). Тела второго этапа характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести. Они немагнитны или слабо магнитны и слабо радиоактивны (12—15 гамм). Тела пород третьего этапа характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести. Они совершенно немагнитны, но сильно радиоактивны (20—30 гамм).

Сходство полей силы тяжести над интрузиями второго и третьего этапов объясняется одинаковой плотностью слагающих их пород, достигающей значений 2,56—2,58 г/см³. Другие комплексы пород на территории междуречья Шилки и Аргуни имеют значительно большую плотность: доюрские гранитоиды — 2,65 г/см³, ниже-среднеюрские терригенные породы — 2,65—2,70 г/см³, палеозойские терригенно-карбонатные породы — 2,78—2,82 г/см³. Установленные закономерности позволили не только более уверенно классифицировать вскрытые эрозией юрские интрузивные массивы, но и наметить площади, на которых такие массивы близко подходят к поверхности современного эрозионного среза.

На территории Шилка-Аргунского междуречья широко развиты также небольшие штоки, дайки и силлы порфировых пород, среди которых намечается та же последовательность образования, что и для крупных интрузивов. Те и другие формировались одновременно из одних порций магмы, но в разных фациальных условиях. При прослеживании даек по простиранию в пределы полей юрских вулканогенно-осадочных пород удается установить, что они выступают в роли корней эффузивных покровов. Таким образом, намечается связь между интрузивными и вулканогенными образованиями юрского возраста. Более детальные исследования выявляют почти полную аналогию между интрузивными и эффузивными образованиями в отношении их состава, возраста и последовательности образования (Лесняк, 1965).

Общая схема юрского магматизма и синхронного ему осадконакопления может быть представлена в виде таблицы (см. табл.).

Общая схема юрского магматизма и осадконакопления

Этапы	Интрузивные породы	Синхронные вулканогенно-осадочные породы	Абсолютный возраст, млн. лет
I	Кварцевые мондониты, граносениты и их порфировые аналоги	Покровы трахиандезитобазальтов и трахиандезитов; агломератовые туфы, туфобрекчии, туфы, вулканомиктовые конгломераты и песчаники	160
II	Биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты и их порфировые аналоги	Покровы дацитов и риодацитов, туфы, пепловые туфы, туффиты; озерные, речные и ледниковые отложения	145
III	Биотитовые и аляскитовые граниты и их порфировые аналоги	Покровы липаритов, игнимбриты, пепловые туфы; озерные и речные отложения	130—135

Таблица показывает закономерное изменение состава продуктов магматической деятельности в сторону увеличения их кислотности. Юрский магматизм завершается внедрением даек лампрофиров, секущих породы всех трех этапов.

Развитие юрского магматизма происходило на фоне устойчивого блокового воздымания всего региона. Интрузии различных этапов часто контролировались одними и теми же структурами (узлы пересечения зон разрывных нарушений). Поэтому естественно предположить общ-

ность процессов и единство источников, давших начало всем продуктам магматической деятельности. Для объяснения происхождения юрских магматических пород Шилка-Аргунского междуречья наиболее приемлемой является гипотеза вертикальной миграции (разрастания) магматических очагов, разработанная Э. П. Изохом (1957, 1962) на примере верхнемелового интрузивного комплекса Центрального Сихотэ-Алиня и в более широком аспекте рассмотренная Ю. А. Кузнецовым (1963, 1964).

Вполне очевидной представляется связь магматических продуктов первого этапа с базальтовой магмой. Свидетельством этого является присутствие базальтов, известных среди наиболее ранних излияний для многих районов Шилка-Аргунского междуречья. Более поздние порции трахиандезитов, а также связанные с ними кварцевые монцитоны и граносиениты тоже несут черты связи с базальтовой магмой. Для них характерна очень высокая магнезиальность, соответствующая таковой для оливиновых базальтов. Происхождение магмы, из которой кристаллизовались эти породы, вероятно, связано с глубинной ассимиляцией базальтовой магмой кислого материала осадочно-метаморфической оболочки, которая в Восточном Забайкалье, после формирования громадных доюрских батолитов, была значительно обогащена калием. Такой механизм происхождения трахиандезито-монцитонитовой магмы не отрицается многими исследователями (Кузнецов, 1964; Ритман, 1964; Ирдли, 1960).

Породы второго этапа, представленные преимущественно биотитовогообманковыми гранитами, дацитами и дацитоидами липаритами, знаменуют собой то время, когда магматический очаг при своем разрастании захватил значительную часть осадочно-метаморфической оболочки. При этом процесс образования магмы, по всей вероятности, заключался не только в простом переплавлении осадочно-метаморфической оболочки, так как породы второго этапа значительно обогащены калием по сравнению с гранитоидами крупных батолитов доюрского возраста. Существенную роль в этом процессе должны были играть «сквозьмагматические растворы», обогащавшие магматический расплав щелочами.

Породы третьего этапа, представленные биотитовыми гранитами, аляскитами и липаритами, отражают конечную стадию миграции магматических очагов. Вполне вероятно, что расплавы, из которых они образовались, пришли с того же уровня, на котором возникли расплавы, породившие породы второго этапа. Они представляли собой остаточные расплавы, с составом, близким к эвтектическому, интенсивно насыщенные летучими (обилие жил пегматитов, аплитов, зон грейзенизации, альбитизации, флюоритизации и т. д.). Температура расплавов была меньше, чем в предыдущие этапы. Об этом косвенно свидетельствуют состав пород и наличие мощных покровов стекловатых порфировых разностей над крупными интрузивными массивами (Лесняк, 1965), а также фельзитовые, стекловатые и псевдосферолитовые структуры в достаточно мощных апофизах интрузивных массивов. Для лампрофиров характерна постоянная пространственная связь с постмагматическими рудными месторождениями. И рудные растворы, и основная магма, давшая лампрофиры, проникают в верхние горизонты одновременно, используя одни и те же структуры.

В связи с принятой автором гипотезой «миграции магматических очагов» немаловажным является вопрос о форме и размерах этих очагов. Ю. А. Кузнецов склонен ограничивать их пределами зон глубинных разломов, в которых они возникают (Кузнецов, 1964). Попытка выделить подобные зоны глубинных разломов на описываемой территории не привела к успеху. Магматические образования первого этапа распространены по всей территории сравнительно равномерно, хотя и занимают незначительную часть ее площади (около 10%). Продукты магматической деятельности второго и третьего этапов занимают значительно большую площадь, которая вместе с нескрытыми интрузивными массивами со-

ставляет около 20% площади региона. Из такого распределения магматических продуктов следует два вывода.

Во-первых, значительная разница в размерах площадей, занимаемых продуктами магматической деятельности различных этапов, может служить косвенным подтверждением гипотезы «вертикального разрастания очагов магмообразования». Продукты магматической деятельности первого этапа, связанные с глубинными слоями, в более высоких горизонтах локализовались лишь в пределах тех ослабленных зон, по которым они проникали. Продукты магматической деятельности поздних этапов, связанные с менее глубинными слоями, занимали в верхних горизонтах земной коры значительные площади, причем сами очаги магмообразования могли подниматься в пределы этих горизонтов. Такова, например, площадь в междуречье Борзи, Унды, Онона и Газимура, где по гравиметрическим данным, на некоторой глубине располагается крупный гранитный батолит, фиксирующий на поверхности отдельными интрузивными телами. Батолиты, как это считают почти все исследователи, образуются на месте, фиксируя собой очаги магмообразования.

Во-вторых, равномерное распределение продуктов магматической деятельности как ранних, так и более поздних этапов по всей территории, неизменность их состава, последовательности и возраста не дают оснований для выделения локальных очагов магмообразования. Зарождение магмы, по всей вероятности, происходило на громадной площади, значительно более широкой, чем территория междуречья Шилки и Аргуни, так как продукты юрского магматизма распространены и за ее пределами. Таким образом, мигрировали не отдельные очаги, а фронт расплава, развитием которого (разрастание из базальтового слоя в гранитный) и обусловлены особенности юрского магматизма.

Разогрев и разуплотнение вещества земной коры (Косыгин и др., 1963) сопровождалось интенсивным воздыманием всего региона и возникновением новых систем разрывных нарушений северо-западного и меридионального направлений, в отличие от более древних структур северо-восточного направления.

На фоне общего воздымания региона в течение первого этапа магматической деятельности формировались преимущественно отрицательные локальные структуры. Среди них выделяются вулканотектонические депрессии, в становлении которых сочетались процессы грабенообразования с интенсивным вулканизмом. К таким структурам относятся вулканотектонические депрессии, расположенные вдоль левого борта р. Унды, в юго-западных отрогах Кукульбейского хребта, на водоразделе Газимура и Борзи, в районе деревни Мулино, в верховьях Урова, на водоразделе Газимура и Урюмкана. Перечисленные структуры представляют собой линейно вытянутые грабены, заполненные вулканогенноосадочными отложениями, вдоль бортов которых цепочками прослеживаются разнообразные по форме и размерам интрузивные тела, аналогичные по химическому составу покровам эффузивов и являвшиеся в большинстве случаев подводящими каналами.

Другим типом структур, сформировавшимся в первый этап, являются кальдеры, обязанные своим происхождением исключительно вулканическим процессам (Андерсон, 1936; Биллингс, 1946; Вильямс, 1943). На территории Шилка-Аргунского междуречья к ним относятся Стрельцовский прогиб и наиболее четко выраженная Куйтунская кальдера, которая представляет собой изометричную в плане синклиналию структуру площадью около 200 км², заполненную эффузивами и туфами трахиандезитов, которые прорываются кольцевой интрузией граносиенитов и граносиенит-порфиров (Лесняк, 1965).

При формировании магматических продуктов второго и третьего этапов наряду с развивающимися грабенами под воздействием механически активной магмы возникают крупные положительные структуры. Таковы

куполовидные поднятия Соктуйского (Лесняк, 1965), Аленгуйского и других массивов, а также своеобразные структуры типа «окаймленных гнейсовых куполов» (Синица, Зорин, 1964).

Из приведенных соображений можно сделать вывод о том, что причиной возникновения Забайкальской зоны активизации в верхнем мезозое явился обширный фронт расплава, на фоне разрастания которого одновременно протекали процессы вулканизма (интрузивного и эффузивного), осадконакопления и формирования тектонических структур.

В. М. ЛЕБЕДЕВ, Н. В. МЕЛЬНИКОВ, В. С. СТАРОСЕЛЬЦЕВ,
А. В. ХОМЕНКО

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТРИАСОВОГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В конце перми, в раннем и среднем триасе в пределах Тунгусской синеклизы была сформирована мощная толща туфогенно-эффузивных пород. Особенности ее состава и тектонических условий формирования позволяют считать эту толщу самостоятельным структурным ярусом чехла Сибирской платформы (Старосельцев, Хоменко, 1969; Лебедев, 1969).

Породы триасового структурного яруса слагают большую часть поверхности современного денудационного среза Тунгусской синеклизы. Площадь их распространения, как и вся синеклиза в целом, вытянута в северо-западном направлении. Максимальная мощность (до 2,5—3,0 км) фиксируется в северо-западной части Тунгусской синеклизы. К юго-востоку вдоль осевой зоны синеклизы она постепенно сокращается до 1,5 км. Сокращается мощность, хотя и в меньшей степени, при удалении от осевой зоны к северо-восточному и юго-западному бортам синеклизы.

Анализ отдельных частей разреза триасового структурного яруса показывает, что изменения мощности происходят в основном за счет нижних горизонтов туфогенно-эффузивной толщи, которые на северо-западе сложены в основном базальтами (мощность порядка 1,5—1,6 км), а в центральной части синеклизы — туфогенными и туфогенно-осадочными породами (мощность 0,5—0,6 км). Уменьшение мощности этих горизонтов происходит постепенно по мере замещения эффузивных пород туфогенно-осадочными. Более высокие горизонты триасового структурного яруса характеризуются относительным постоянством состава и мощности почти на всей территории их распространения. В результате этого подошва структурного яруса образует относительно его верхних горизонтов пологий прогиб, шарнир которого погружается в северо-западном направлении.

Таким образом, имеющиеся материалы позволяют сделать вывод о пространственной приуроченности областей преимущественного излияния базальтовых лав к тектоническим зонам более интенсивного погружения, а областей со значительным развитием туфогенно-осадочных пород — к зонам меньшего погружения. Северо-западная наиболее прогнутая в триасе часть синеклизы приурочена к Игаро-Хетскому перикратонному опусканию (Старосельцев, Лебедев, 1967) ранне-среднепалеозойского возраста, а центральная часть — к Котуй-Бахтинской синеклизе среднепалеозойского возраста, в пределах которой величина погружения уменьшается с северо-запада на юго-восток. Эти региональные зоны

различаются между собой и дифференцированностью тектонических движений в период формирования туфогенно-эффузивной толщи.

Для северо-западной части синеклизы, где проведены большие объемы маршрутных исследований, горных и буровых работ, имеющиеся материалы позволяют сделать вывод о слабой дифференцированности тектонических движений, благодаря чему в период формирования туфогенно-эффузивного комплекса не было создано сколько-нибудь существенных пликативных и дизъюнктивных дислокаций. Основные структуры триасового яруса были созданы после излияния последних порций основных лав.

Для центральной части Тунгусской синеклизы анализ материалов бурения и маршрутных исследований показал более сложную тектоническую обстановку. Здесь в основании триасового структурного яруса на размытой поверхности среднего и верхнего палеозоя залегают относительно грубообломочные туфогенно-осадочные породы корвунчанской свиты.

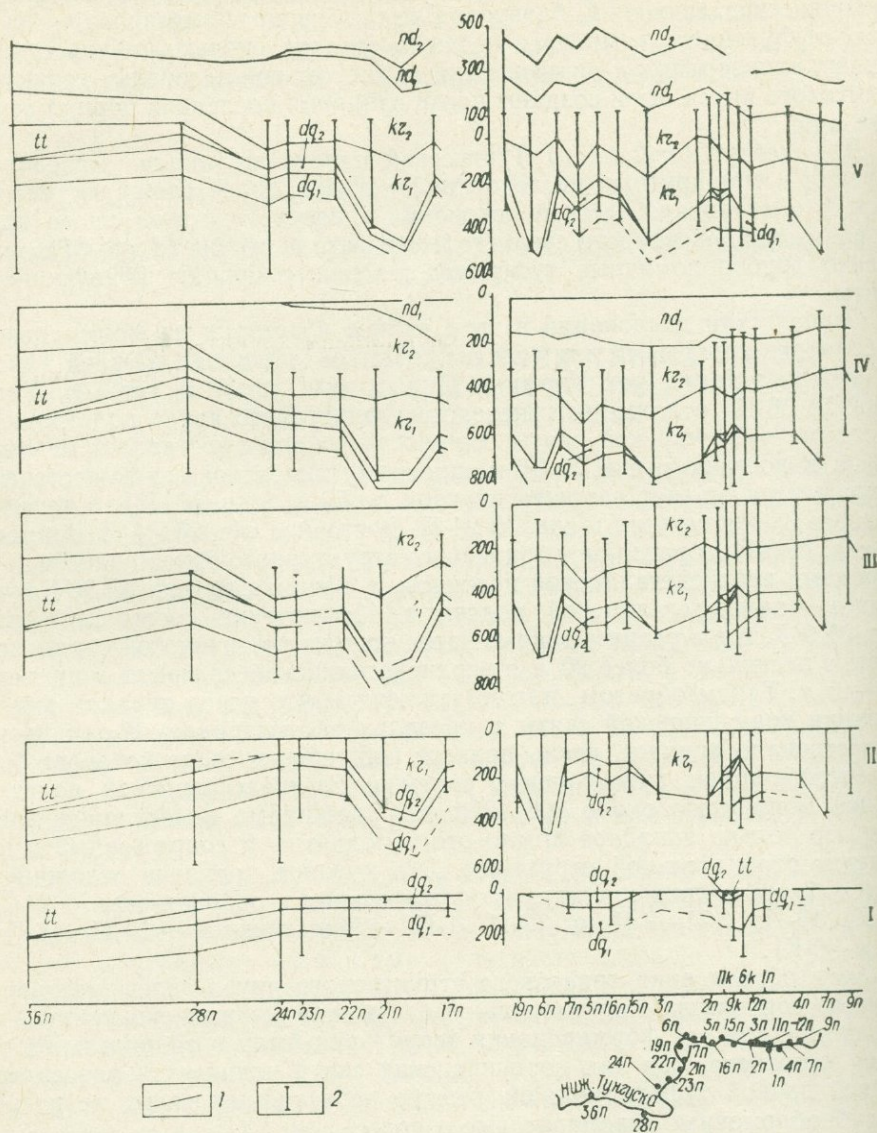
Особенности дислокаций в этом районе и история их формирования рассматриваются нами для участка среднего течения р. Нижней Тунгуски между устьями рек Учами и Нидым (см. рис.). В устье р. Учами (скв. № 36-П) отложения триасового структурного яруса подстилаются породами тутончанской свиты, мощность которых составляет не менее 150 м. К востоку от скв. № 36 мощность тутончанской свиты постепенно сокращается за счет размыва вначале до 50 м (скв. № 28), а затем до полного выклинивания к скв. № 24-П. Восточнее скв. № 24-П, примерно до скв. № 3-П, образования триасового структурного яруса подстилаются породами верхнедегалинской подсвиты, а начиная со скв. № 3-П и восточнее — нижнедегалинской подсвиты. Исключение составляет район скв. № 9-К, где в разрезе вскрываются породы тутончанской свиты мощностью несколько более 20 м и верхнедегалинской подсвиты мощностью 35—40 м. Таким образом, можно заключить, что перед началом формирования корвунчанской свиты в пределах рассматриваемой территории существовало крупное, очень пологое поднятие, в своде которого были размыты породы тутончанской свиты и верхнедегалинской подсвиты общей мощностью около 200—250 м. Скважинами в настоящее время вскрыто только западное крыло этого поднятия и сопряженный с ним участок отрицательной структуры. Это крупное поднятие осложняется рядом более мелких структур (положительные в районах скв. № 24-П—22-П, 19-П, 3-П—2-П и 12-П—1-П, отрицательные — 17-П—16-П и 11-К—6-К).

Хотя образования триасового структурного яруса залегают на различных горизонтах подстилающих отложений, можно заключить, что перед началом его формирования территория была в значительной степени выровнена, так как корвунчанская свита начинается повсеместно тонкой пачкой туфопесчаников, быстро переходящих вверх по разрезу в грубообломочные агломератовые породы.

О характере тектонических движений во время формирования пород триасового структурного яруса можно судить, исходя из анализа мощностей вулканогенно-обломочных пород и базальтов. Прежде всего, следует отметить, что мощность корвунчанской свиты испытывает существенные колебания. Так, например, в скв. № 3-П, 6-П, 7-П она достигает 580—620 м, тогда как на других участках имеет до 350—400 м. Если принять во внимание, что породы корвунчанской свиты начали отлагаться на выровненной поверхности, то такие колебания мощности можно объяснить только влиянием последующих конседиментационных тектонических движений.

Для выяснения характера этих движений построен ряд палеотектонических профилей для определенных стратиграфических уровней. На палеотектонических профилях видно, что в процессе формирования триасо-

вых отложений рассматриваемая территория испытывала дифференцированное погружение. При этом крупная положительная структура, созданная в предкорвунчанское время, была разбита на ряд блоков, погружавшихся с различной интенсивностью. Разница в мощностях ниже-



Схематические палеотектонические профили среднего течения р. Нижней Тунгуски I — на конец тутончанского времени, II — на конец нижнекорвунчанского времени, III — на конец корвунчанского времени, IV — на конец нижненидымского времени, V — современный тектонический профиль; 1 — границы стратиграфических подразделений (dg₁ — нижнедегалинская подсвита, dg₂ — верхнедегалинская подсвита, tt — тутончанская свита, kz₁ — нижнекорвунчанская подсвита, kz₂ — верхнекорвунчанская подсвита, nd₁ — нижненидымская подсвита, nd₂ — верхненидымская подсвита); 2 — скважины

корвунчанской подсвиты (профиль II) свидетельствует, что уже во время ее накопления происходит заложение основных структурных элементов, составляющих современный тектонический план. Часть структур наследует древний структурный план, но большинство из них не совпадает с древними структурами. Так, например, в районе скв. № 9-К в корвун-

чанское время сформировалась отрицательная структура, тогда как в период формирования триасового структурного яруса этот район представляет собой относительное поднятие по сравнению с соседними участками.

На профиле III видно, что рассмотренные нами структуры продолжали унаследованно развиваться в течение всего времени формирования корвунчанской свиты. В его конце разница в скоростях движений отдельных блоков, по-видимому, уравнивается, и территория испытывает общее относительно медленное прогибание. В результате этого в самых верхних частях разреза корвунчанской свиты формируются пачки тонкозернистых вулканогенно-осадочных пород, прослеживающиеся практически по всей территории. Накопление вулканогенно-осадочных пород было прервано извержением основных лав, в результате которого образовались базальты нидымской свиты. Как можно судить, из профиля IV лавы изливались на относительно ровную поверхность, и территория не испытывала дифференцированных тектонических движений.

Судя по изменениям мощностей нижней подсвиты нидымской свиты и верхней подсвиты корвунчанской свиты, на западе рассматриваемого участка возможно фациальное замещение одной подсвиты другой. В связи с этим стратиграфические границы в западной части профиля III могли иметь несколько иную форму.

Новый этап оживления тектонических движений отмечается после завершения формирования триасового структурного яруса. Этими движениями был, по-видимому, в основном сформирован структурный план, наблюдающийся в настоящее время (профиль V).

Приведенные палеотектонические профили показывают, что в центральной части Тунгусской синеклизы основной рост структур происходил в раннекорвунчанское время. В течение него амплитуда структур достигает 100—300 м. В последующие периоды формирования триасового структурного яруса амплитуда структур увеличивается только на 30—50 м, в отдельных участках происходит усложнение их конфигурации (скв. № 5-П, 11-К).

В послетриасовое время рост структур продолжается. Амплитуда их увеличивается на 50—150 м.

В целом структуры, созданные в послетриасовое время, являются унаследованными от структур, образовавшихся на ранних стадиях формирования триасового структурного яруса. Это позволяет при проведении поисков структурных ловушек нефти и газа в центральной части Тунгусской синеклизы широко использовать структурно-тектонические карты триасового структурного яруса. Локальные поднятия, выявленные по маркирующим покровам базальтов, будут в большинстве случаев соответствовать поднятиям в более низких горизонтах платформенного чехла. При этом их контрастность по подошве триасового структурного яруса и горизонтам палеозоя будет существенно выше, чем по маркирующим покровам.

Н. И. ОТНЮКОВ, Г. В. КОРОБКОВ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АНГАРО-ВИЛЮЙСКОГО ПРОГИБА

Ангаро-Вилюйский прогиб около двух десятков лет привлекает внимание исследователей как своеобразием строения, так и разнообразием приуроченных к нему месторождений полезных ископаемых: алмазов, угля, золота и др.

Предметом особого изучения в связи с созданием алмазодобывающей промышленности стала восточная часть прогиба, приуроченная к Тунгусско-Вилуйско-Ньюскому водоразделу. Вопросы строения, структуры и стратиграфии отложений прогиба освещались в работах М. М. Одинцова (1953, 1963, 1967), В. Л. Масайтиса (1955), Г. Х. Файнштейна (1962), М. М. Одинцовой (1962), И. С. Рожкова, Г. П. Михалева, Л. М. Зарецкого (1963), К. В. Боголепова (1957) и многих других. Однако за последние годы в связи с расширением геологосъемочных работ и бурением структурно-картировочных скважин геологам Ботуобинской экспедиции ЯТГУ: Е. И. Борису, А. А. Аммосову, В. М. Рукавишникову, Л. А. Тараненко, В. И. Сафьянникову и авторам статьи удалось накопить новый фактический материал, уточняющий, а в отдельных случаях и изменяющий представление предыдущих исследователей о границах прогиба, строения его досреднетриасового фундамента, о распространении отложений юрского возраста и развитии основных структур.

Строение досреднетриасового фундамента восточной части Ангаро-Вилуйского прогиба в целом имеет черты наложенной структуры. Восточнее реки Малой Ботуобии в основании мезозойских отложений устанавливаются терригенно-морские осадки нижнего и терригенно-вулканогенные образования среднего палеозоя, выполняющие Ыгыаттинскую впадину. Породы смяты в брахискладки и разбиты разломами север-северо-восточного простирания. В юго-западной центриклинальной части Ыгыаттинской впадины нижнепалеозойские породы сброшены на 200 и более метров, по кровле среднепалеозойских пород амплитуда сбросов достигает 100 м. Восточнее, согласно построениям М. В. Михайлова и В. Ф. Филатова (1965), породы смещены на несколько сотен метров.

В бассейне рек Джербы, Нью и Пеледуй под мезозойскими отложениями залегают нижнепалеозойские породы Ангаро-Ленского прогиба, смятые в узкие антиклинали, имеющие черты приразломных структур.

На северном крыле прогиба выделяется около 20 антиклинальных зон восток-северо-восточного простирания, разделенных пологими прогибами (Бобров, 1965). Антиклинали имеют преимущественно гребневидный облик, осевые плоскости их осложнены разрывами, по которым произошли вертикальные смещения (Кузнецов, 1965).

Между реками Чоной и Малой Ботуобией в северо-восточной части Катангской антеклизы в основании среднетриасовых — юрских отложений прогиба залегают породы нижнего — верхнего палеозоя и отпрепарированные досреднетриасовой денудацией интрузии траппов Тунгусского комплекса. Нижнепалеозойские отложения образуют ядра пологих валов. Южнее р. Вилуи они ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении, а на междуречье Вилуя с Ыгыаттой плавно изгибаются и приобретают субмеридиональное простирание.

Западнее реки Чоны под триас-юрскими отложениями залегают среднекаменноугольные-нижнетриасовые терригенные и пирокластические образования Тунгусской синеклизы. Они образуют очень пологие изометрические структуры и интродированы телами траппов Тунгусского комплекса.

В основании разреза среднетриасовых — среднеюрских отложений устанавливается кора выветривания, покрытая редкой сетью буровых скважин. Выветриванию подвергались осадочные образования нижнего — среднего палеозоя и изверженные основные породы нижнего триаса. Кора выветривания на долеритах представлена пестроокрашенной глиной группы галлуазита, содержащей щебень долеритов, в которой первичные минералы нацело замещены хлоритом, карбонатом и гидрооксидами железа. На осадочных образованиях палеозоя элювий состоит из бесструктурных глин гидрослюдистого состава, содержащих щебень и пылеватые частицы кремнезема.

Среднетриасовый — среднеюрский комплекс осадков состоит из озерно-болотных, аллювиальных, дельтовых образований и осадков морских бассейнов. Различия в литологическом составе позволили выделить ряд свит, краткая характеристика которых приводится ниже.

Иреляхская свита мощностью до 50 м сложена серыми и темно-серыми алевролитами, углистыми глинами, глинистыми песками, гравелитами и конгломератами с глинистым цементом. Исходным материалом, испытавшим незначительную транспортировку, служили коры выветривания, богатые маршаллитизированными песками и глинами галлуазит-гидрослюдистого и каолинового состава. Возраст свиты на основании определения флористических и спорово-пыльцевых комплексов М. М. Одинцовой определяется как среднетриасовый — нижнелейасовый.

Укугутская свита мощностью до 150 м расчленяется на ботуобинскую, кюеляхскую и хататскую подсвиты.

Ботуобинская подсвита имеет мощность 35—55 м. Она сложена конгломератами, разнозернистыми песчаниками и алевролитами желтовато-серой и серой окраски. Галечный материал представлен кристаллическими породами Байкальской горной области (Косовская, 1962; Бердичевская, 1955). В центральной части депрессии подсвита без видимых следов перемыва перекрывает подстилающую иреляхскую свиту, на склонах устанавливается трансгрессивное ее налегание на породы палеозоя. Алевролиты ботуобинской подсвиты содержат остатки нижнелейасовой флоры (определения М. М. Одинцовой).

Кюеляхская подсвита мощностью от 10 до 55 м трансгрессивно перекрывает различные горизонты мезозойских и палеозойских отложений. Она представлена желтовато-серыми разнозернистыми песками и песчаниками, содержащими в южной части описываемой площади линзы алевролитов, а в северной части — мелкогалечных конгломератов. Подобно ботуобинской кюеляхская подсвита сложена продуктами перемыва кристаллических пород Байкальской области; на северном крыле прогиба устанавливаются минералы траппового комплекса, свидетельствующие о поступлении материала с Сибирского плато. Из отложений кюеляхской подсвиты М. М. Одинцовой и А. Ф. Фрадкиной извлечен богатый спорово-пыльцевой комплекс нижнего лейаса.

Хататская подсвита имеет мощность от 30 до 50 м. В крупных депрессиях она согласно залегает на подстилающей толще, на склонах устанавливаются следы перерыва в осадконакоплении, на конседиментационных антиклинальных структурах отложения подсвиты часто выполняют неровности древнего рельефа и трансгрессивно перекрывают образования палеозоя. Подсвита представлена желтовато-серыми тонкослоистыми алевролитами и песками, содержащими прослойки глин и бурых углей. На южном крыле Ангаро-Вилуйского прогиба пески представлены комплексом минералов Байкальской горной области; в центральной части и на северном склоне преобладают продукты разрушения траппов и терригенных отложений Тунгусской синеклизы. Подсвита, согласно определениям А. Ф. Фрадкиной, М. М. Одинцовой, содержит спорово-пыльцевой комплекс нижнего подъяруса плинсбаха.

Табагинская свита отчетливо делится на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя мощностью 20—45 м в центральных частях депрессий согласно перекрывает укугутскую свиту, на крыльях депрессий устанавливаются следы перерыва в осадконакоплении, а на крыльях прогиба она залегает на палеозое и выполняет отрицательные формы рельефа. На южном крыле Ангаро-Вилуйского прогиба подсвита сложена зеленовато-серыми песчаниками, на северном склоне она представлена разнозернистыми песчаниками, глинистыми алевролитами и конгломератами из галек долеритов, туфов и кремня. Мощность отложений 20—45 м. Подсвита содержит микрофауну верхнего подъяруса плинсбахского яруса (определения А. Н. Герке).

Верхняя подсвета согласно залегает на нижней. Она представлена темно-серыми и темно-бурыми алевролитами и песчанистыми глинами, содержащими линзы известняков и внутриформационных конгломератов мощностью до 30—45 м. Повсеместно содержит тоарскую и тоар-ааленскую фауну опресненного моря (Смирнова, 1962; Тазихин, 1961).

Чонская свита согласно залегает на табагинской и представлена косо-слоистыми песками и алевролитами темно-серого цвета, содержащими линзы гравия и конкреции сидерита, мощность свиты 25—35 м. В бассейне р. М. Ботубии содержит тоар-ааленскую морскую фауну, на р. Чоне формировалась в условиях пресноводного бассейна (Одинцов, 1967).

Отложения Ангаро-Вилуйского прогиба предыдущими исследователями объединялись в угленосную и морскую терригенно-глауконитовую формации (Одинцов, 1963; Боголепов, 1967). Такое обобщенное представление о формациях позволяет проследить особенности развития района только в общих чертах. Приведенная краткая характеристика отложений показывает, что в начальной стадии развития прогиба накопление осадков происходило в условиях выровненного рельефа, способствовавшего глубокому химическому выветриванию. При образовании иреляхской свиты продукты этих кор выветривания сыграли важную роль. Нам представляется возможным названную часть разреза объединить в формацию кор выветривания и переотложенных их продуктов.

Укугутская свита по парагенезису пород отвечает понятию угленосной формации, но нижние ее подсветы возникли при размыве поднявшейся у границы платформы Байкальской горной системы, а верхняя хататская подсвета — в эпоху слабых тектонических движений как на платформе, так и в складчатых областях. Исходя из этого, целесообразно разделить угленосную формацию лейаса на две подформации: аллохтонную, возникшую при размыве поднявшейся у границы платформы горной системы, и автохтонную, образованную за счет мобилизации материала с прилегающих к прогибу участков платформы.

Морская терригенная формация лейаса с прибрежно-морскими фациями трансгрессивного и регрессивного ряда изучена слабо и строение ее не детализируется.

Формация кор выветривания и переотложенных их продуктов имеет наиболее широкое распространение. Реликты кор выветривания устанавливаются на прилегающих к прогибу областях поднятий. Наилучшие условия для формирования элювия и сохранения его переотложенных продуктов существовали в области чередования поднятий и опусканий. Здесь породы формации имеют значительную мощность и содержат скопления алмазов, ильменита и золота. В депрессиях домезозойские породы выветривались слабо, сюда выносились продукты перемыва коры выветривания с прилегающих площадей.

Нижняя аллохтонная подформация угленосной формации особенно типично представлена в крупных впадинах прогиба. На разделяющих эти впадины поднятиях она распространена прерывисто и имеет малую мощность; обычно выклинивается ботубобинская подсвета и уменьшается в мощности кюеляхская. К аллохтонной подформации приурочены месторождения гравия, гальки и песка.

Верхняя автохтонная подформация распространена на северном крыле и в центральной части Ангаро-Вилуйского прогиба. Следует предполагать ее распространение и на южном крыле. Наиболее типична подформация в районе г. Мирного, здесь бурые угли образуют пласты рабочей мощности.

Морская формация на значительных площадях уничтожена кайнозойской денудацией. Она представляла собой обширное плащеобразное тело, покрывавшее всю описываемую часть прогиба.

Основные структурные элементы восточной части Ангаро-Вилуйского прогиба подчинены трем главным направлениям: северо-восточному,

северо-западному и субмеридиональному. Северо-восточному направлению подчинены границы и длинные оси Мурбайско-Вилуйчанской, Чоно-Дьюнкусской, Пеледуйско-Нюйской и Чоно-Тунгусской впадин. Вторая северо-западная ориентировка структур проявляется менее четко. Она выражена длинной осью Джербино-Каменской впадины и угловатыми контурами Приленской и Привилуйской зон чередования поднятий с опусканиями. Субмеридиональная ориентировка характерна для одной Холомолохско-Ыгыаттинской впадины (см. рис.).

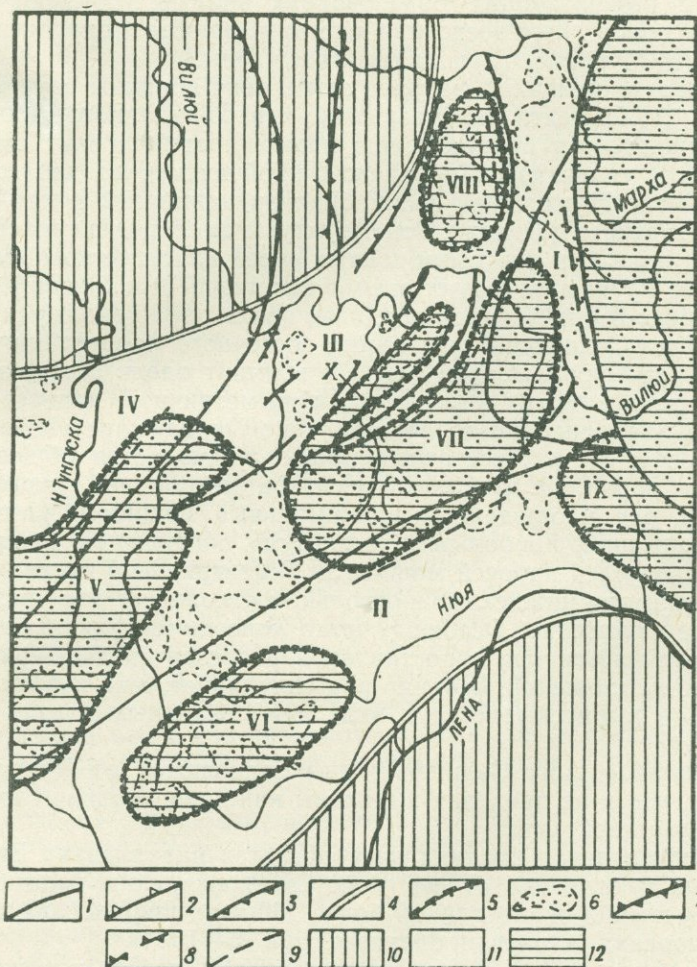


Схема мезозойской тектоники юго-западной части Якутской АССР
(составил Н. И. Отнюков)

Границы: 1 — доверхнепалеозойских прогибов, 2 — Тунгусской синеклизы, 3 — Вилуйской синеклизы, 4 — Ангаро-Вилуйского прогиба, 5 — мезозойских впадин; 6 — площади распространения сохранившихся от размыта среднетриасовых — среднеюрских отложений; 7 — конседиментационные валы; 8 — конседиментационные локальные поднятия; 9 — разрывы, влиявшие на накопление среднетриасовых — среднеюрских отложений; 10 — области поднятий; 11 — области относительного покоя и слабых прогибаний; 12 — области прогибаний. Вовлеченные в опускание Ангаро-Вилуйского прогиба части: I — Ыгыаттинской впадины, II — Ангаро-Ленского прогиба, III — Катангской и Анабарской антеклиз, IV — Тунгусской синеклизы. Мезозойские впадины Ангаро-Вилуйского прогиба: V — Чоно-Тунгусская, VI — Пеледуйско-Нюйская, VII — Мурбайско-Вилуйчанская, VIII — Холомолохско-Ыгыаттинская, IX — Джербино-Каменская, X — Чоно-Дьюнкуская

Мурбайско-Вилюйчанская впадина имеет форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении. Длина ее превышает 300 км, ширина 80 км. Максимальная мощность среднетриасовых — юрских отложений достигает 200 м, но для большей части площади впадины характерны мощности в 150 и менее метров.

С северо-запада и юго-востока впадина ограничена сбросовыми зонами, развивавшимися в течение всего лейаса. Северо-западная система разломов, отделяющая впадину от Чоно-Сюльдюкарского вала, в виде серии ступенчатых сбросов с амплитудой до нескольких метров отчетливо выражена в породах палеозоя иреляхской свиты и ботубинской подсвиты; в вышележащих образованиях они не вызывают разрыва сплошности пород. Юго-восточная система сбросов приурочена к осевой плоскости Мурбайской антиклинальной зоны.

Юго-западное центриклинальное замыкание впадины изучено слабо; проседание фундамента по разрывам северо-западного простирания здесь предполагается по поведению изомощностей юрских отложений. От Вилюйской синеклизы Мурбайско-Вилюйчанская впадина обособляется Вилюйчано-Мархинской зоной брахиантиклиналей и юго-западной частью Сунтарского поднятия. Эти структуры от среднего триаса до среднего лейаса являлись местными зонами сноса кластического материала.

Наиболее крупными структурными формами, осложняющими строение Мурбайско-Вилюйчанской впадины, являются Чуоналырский, Харьинский и Арга-Салинский рвы северо-восточного простирания. Из них хорошо изучен Чуоналырский ров. Он вытянут вдоль северо-западного крыла впадины и имеет килевидный асимметричный поперечный профиль. Северо-западное крыло, общее с Чоно-Сюльдюкарским валом, крутое и высокое; на юго-восточном крыле наблюдается общее пологое воздымание пород на несколько десятков метров под углом 10—15'. В пределах рва наблюдаются максимальные мощности угленосной и морской формаций, наибольшая амплитуда погружения фундамента и пласты бурых углей рабочей мощности. В центральной части рва сохранились от размыва нижнекаменноугольные отложения, что указывает на его древнее заложение. Особенно четко конседиментационное развитие рва устанавливается при сопоставлении разрезов средне-верхнетриасовых и юрских отложений. Шарнир рва ундулирует, и на картах крупного масштаба он вырисовывается в виде цепи овальных впадин шириной до 4—6 км.

Харьинский и Арга-Салинский рвы отличаются от Чуоналырского только тем, что в их пределах выявлены наиболее древние слои иреляхской и укугутской свит.

Чоно-Дьюнкуская впадина располагается параллельно Вилюйчано-Мурбайской и отделена от нее Чоно-Сюльдюкарским валом. В плане впадина имеет вид овала длиной более 100 км и шириной 25 км. Общая мощность юрских отложений оценивается в 75—100 м.

Впадина заложилась в верхнем палеозое. В центре нее скважинами устанавливаются песчаники и алевролиты среднекаменноугольного — пермского возраста мощностью до 110 м. В эпоху накопления среднетриасовых — юрских отложений впадина была ограничена от прилегающих валов зонами сбросов. Сбросы отчетливо выражены в верхнепалеозойских образованиях. Над зонами разломов устанавливается увеличение мощностей юрских отложений. В Чоно-Дьюнкусской впадине развиты формации коры выветривания и терригенная морская. Нижние горизонты угленосной формации отсутствуют, верхние имеют сокращенную мощность.

Пеледуйско-Нюйская впадина глубоко денудирована и в ней сохранились лишь отдельные пятна юрских отложений. В расположении этих пятен наблюдается определенная закономерность. Они вытянуты параллельно простиранию структур Пеледуйского сложного вала, прямо-

линейные их контуры приурочиваются к разломам в породах палеозойского фундамента. Тектонические нарушения в отдельных случаях затрагивают иреляхскую свиту, в вышележащей укугутской свите они не прослежены. В пределы Пеледуйско-Ньюйской впадины распространена формация кор выветривания и переотложенных их продуктов и средние горизонты угленосной формации. Отсутствие здесь ботубинской подсвиты доказано, а верхняя часть угленосной формации и морская формация смыты в кайнозой. Сохранившаяся часть разреза среднетриасовых — юрских отложений имеет максимальную мощность 100 м.

Чоно-Тунгусская впадина в пределы рассматриваемой площади заходит северо-восточной частью. В этой впадине залегает тот же комплекс пород и в той же стратиграфической последовательности, что и в Мурбайско-Виллюйчанской впадине. Их вещественный состав и особенности залегания подробно описаны в работах М. М. Одинцова (1963, 1967), поэтому мы используем здесь только те данные, которые нужны нам для дальнейших построений. Чоно-Тунгусская впадина в плане имеет угловатые очертания, обусловленные взаимным положением систем разломов, среди которых большое значение имели нарушения северо-восточного направления. Такое простираение сети разломов унаследовано от верхнепалеозойского структурного яруса. Характер изменения мощностей среднетриасовых — юрских отложений указывает на ее конседиментационное погружение.

Холомолох-Ыгыаттинская впадина, вытянутая в субмеридиональном направлении, расположена между двумя валами, развивающимися конседиментационно с палеозоя. Впадина в плане имеет вид овала длиной 150 и шириной 60 км. Мощность среднетриасовых — юрских отложений превышает 100 м. Для впадины характерен весь комплекс формаций Ангаро-Виллюйского прогиба.

Изучение внутреннего строения структуры только начато, редкие скважины здесь устанавливают рвы шириной до 10 км. Этим рвам приурочены максимальные мощности мезозойских отложений.

Джерба-Каменская впадина расположена южнее Сунтарского выступа, южный его склон является общим со склоном Ангаро-Виллюйского прогиба. Во впадине установлены все три формации Ангаро-Виллюйского прогиба, но особенности распространения их по латерали не изучены.

Приведенные выше сведения позволяют вывести следующий ряд последовательности формирования восточной части Ангаро-Виллюйского прогиба.

1. Заложению прогиба предшествовал перерыв в осадконакоплении и глубокое выветривание пород фундамента. Во второй половине среднего триаса образовались приразломные рвы и изометрические впадины седиментации иреляхской свиты.

2. Сохранившийся план структурных форм прогиба определился в ранней юре. В то время по разломам более древнего заложения опустился фундамент впадин, и в их пределах локализовалось осадконакопление.

3. В конце ранней юры прогиб заполняется терригенными отложениями, в рассматриваемой его части они представлены морскими образованиями. В последующем прогиб из области аккумуляции превратился в область денудации, и на широких пространствах от размыва сохранились лишь отдельные пятна триас-юрских отложений.

4. До среднего лейаса прогиб развивался обособленно от Виллюйской синеклизы. Их разделяли западная часть Сунтарского выступа и осложняющие его северное крыло локальные поднятия.

5. Отмеченные особенности тектонического развития определили размещение месторождений полезных ископаемых. Наиболее благоприятные условия для формирования и захоронения россыпей золота, алмазов и

ильменита существовали на участках слабого погружения. Прилегающие к прогибу области поднятий подвергались глубокой денудации, эти районы для поисков раннемезозойских осадочных месторождений мало перспективны.

Л. В. ДЕХТЯРЕВА

ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ АКТИВИЗАЦИЯ НА ЮГЕ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

За многие годы утвердились представления о завершении мезозойской активизации Западного Забайкалья в раннем мелу, когда были оформлены континентальные впадины выделенной Н. А. Флоренсовым (1960) Витимо-Селенгинской депрессии. Этап с позднего мела до палеогена рассматривался как тектоническая пауза, после которой активизация сместилась к северо-западу, в область кайнозойского Байкальского рифта.

Работы последних лет заставляют внести в эти взгляды существенные коррективы. На юге Витимского плоскогорья в результате значительного объема буровых работ из состава рыхлых посленижнемеловых отложений удалось отчленить толщу грубообломочных и глинистых мусорных пород, содержащих остатки фауны верхнемеловых пресноводных моллюсков и остракод, а также богатые спектры спор и пыльцы верхнего мела — палеоцена. Наиболее детально верхнемеловые — палеоценовые отложения (еравинская толща) изучены в Еравнинской мезо-кайнозойской впадине.

Еравнинская впадина заложена по северо-восточному флангу Витимо-Селенгинской зоны разломов, являющейся осевой структурой Яблоново-Станового свода, выделенного К. В. Боголеповым (1967). Морфологически это характерная для Западного Забайкалья межгорная депрессия, линейно вытянутая в северо-восточном направлении на 150 км при ширине 10—35 км. Ее центральная часть, являющаяся водоразделом рр. Витима и Селенги, изобилует пресными озерами. Обрамляют впадину сглаженные водораздельные хребты, отделяющие ее от бассейнов р. Конды на востоке и р. Зазы на западе. Строение Еравнинской впадины сложное. Кроме верхнемеловых и более поздних отложений выделяются: комплекс домезозойского основания, представленный кембрийской толщей карбонатно-вулканогенных и терригенных пород и гранитоидами палеозоя; терригенно-вулканогенные образования триаса и юры, а также типичный для гусиноозерской серии пролювиально-озерный комплекс нижнего мела. Фундамент впадины разбит на отдельные ступенчато приподнятые и опущенные блоки. Максимально приподнятый блок — Еравнинское поднятие расположен в центре впадины, в районе озер Соснового, Большого и Малого Еравного и др. Площадь поднятия 30 × 35 км. Сложено оно породами палеозойского основания. На юго-западной и северо-восточной окраинах поднятия расположены сравнительно неглубокие (250—700 м) нижнемеловые мульды, заполненные грубообломочными и вулканогенными (базальты) породами нижней части гусиноозерской серии.

Еравнинское поднятие делит впадину на две части. Каждая из них состоит из серии опущенных блоков, на которых развиты нижнемеловые грабенсинклинали и мульды. Максимум погружения (свыше 3000 м) фиксируется у оз. Исинги. Исингинская грабенсинклиналь отличается наибольшей полной разреза нижнемеловых отложений, включая верхнюю угленосную часть. В среднем же глубина погружения фундамента

под грабенсинклиналями достигает 1 000 м, длина их от 15 до 30 км при ширине 5—15 км. Между грабенсинклиналями и внутри них выделяются частные поднятия. Последние сложены породами основания или же в их пределах на поверхность выведены породы самых нижних частей нижнемеловой толщи.

При более детальном изучении структуры отдельных мульд комплексом буровых и геофизических работ установлено, что многие разрывные нарушения, секущие кристаллический фундамент, прослеживаются в толще нижнемеловых отложений, включая самые верхние части разреза. В северо-западном борту Гундинской грабенсинклинали, отделенной от Исингинской крупным поперечным разрывом, выявлена серия взбросов. По ним отдельные блоки нижнемеловых пород приподняты не менее, чем на 250—350 м. Один из таких блоков сохранился в предверхнемеловом рельефе Еравнинской впадины в виде останца высотой более 50 м. Останец бронирован чехлом осадков еравнинской толщи. Подобные взбросы наблюдались вдоль бортов Еравнинской впадины и у ее северо-восточного замыкания — в Романовской мульде.

Кроме взбросов проявлены и поперечные сдвиги, обуславливающие кулисообразное расположение смежных мульд во впадине. Некоторые сдвиги прослеживаются через несколько смежных впадин, например, через Еравнинскую, Орлово-Джидотойскую и Зазинскую. Горизонтальные смещения по сдвигам составляют не менее 10 км. На водораздельных сводовых поднятиях при выходе поперечных сдвигов из-под чехла рыхлых отложений в кристаллических породах прослежены зоны милоцитов и катаклазитов шириной до 2 км. В Орловской впадине к разрывам, секущим нижнемеловые отложения, приурочены своеобразные геохимические ореолы с повышенным содержанием молибдена.

Эти данные приводят к выводу о довольно энергичной блоковой тектонике, последовавшей за нижнемеловым седиментационным циклом и предшествовавшей позднему осадконакоплению. Вслед за этим имел место определенный период стабилизации, т. к. верхнемеловая еравнинская толща отделена от нижнемеловых образований корой выветривания, достигшей в отдельных частях впадины каолинитовой стадии.

По данным спорово-пыльцевого анализа, еравнинская толща отличается от нижнемеловых отложений появлением субтропических растений — миртовых, магнолиевых, олеандров, пальм, а вблизи горного обрамления — обширной группы кедровых. Кроме того, значительная часть спектров спор и пыльцы представляет своеобразный комплекс форм, не имеющих аналогов в современной флоре и придающих спектрам еравнинской толщи общие черты с сымской, цагайской и кивдинской свитами, а также с муромцевской свитой Ангаро-Ленского междуречья в стратиграфическом объеме, установленном Г. Г. Литвинцевым и Г. И. Таракановой. Н. А. Логачев (1968) относит позднему осадконакоплению в Еравнинской впадине к «цагайско-ларамийскому» времени.

Верхняя возрастная граница еравнинской толщи определяется налеганием на нее с размывом неогеновых речных отложений у северного замыкания впадины, в районе с. Романовки. В центре впадины озерные отложения неогена образуют с еравнинской толщей единый пролювиально-озерный цикл. В пыльцевых спектрах неогеновых отложений субтропические растения и формы искусственной систематической принадлежности отсутствуют. Преобладает пыльца дуба, липы, ореха, граба, клена и др., а также хвойных, среди которых значительную роль играет тсуга.

По парагенетическим сочетаниям пород в еравнинской толще выделяются три лито-генетических комплекса. Первый развит вдоль северо-западного борта Еравнинской впадины. Он включает валунные галечники с песчано-алевролитом-пелитовым заполнителем, щебнистые алевропелиты и гравийники с песчано-пелитовым заполнителем. Породы слабо

уплотненные, характеризуются массивной, волнистой и неясногоризонтальной текстурой. Окраска буро-красная, однородная, изредка пятнистая. Отмечаются известковые желваки, спорадически — тонкодисперсная органика. Комплекс характерен для подгорно-веерных областей континентальных межгорных впадин и представлен фангломератовой и фаналевритовой фациями селевой зоны, по В. И. Попову (1956).

Второй комплекс распространен наиболее широко. Характерен для внутренних частей впадины, но нередко полностью замещает первый. Представлен алевро-песчаными пелитами, песчаными алевритами, алевритовыми песками, а также песками гравийными, погребенными почвами. Текстура волнистая, неясногоризонтальная, массивная, реже горизонтальнослоистая, еще реже косослоистая. Окраска зеленовато-серая и буровато-желтая пятнистая или однородная. Содержится тонкодисперсная органика, остатки спор и пыльцы, тонкие глинистые прослои, обогащенные гидроокислами железа. Комплекс характерен для пойменной зоны равнинно-долинной области и включает пойменно-дельтовую, пойменно-озерную и пойменно-русловую фации.

Третий комплекс наиболее полно развит вдоль юго-восточного борта впадины. Представлен галечниками, гравием и гравийными песками, средне- и мелкозернистыми, алевро-песчаными пелитами, пелитами и в верхних частях разреза — маломощными горизонтами мергелей. Текстура горизонтально-слоистая, косослоистая, ленточная, массивная. Окраска серая, зеленовато-серая, грязно-желтая. Отмечается растительный детрит, содержатся споры и пыльца, раковины остракод и пелеципод.

Общая максимально вскрытая мощность еравнинской толщи в юго-восточной части впадины превышает 180 м.

Довольно отчетливым является структурное несогласие между нижнемеловым и верхнемеловым ярусами. Верхнемеловые прогибы располагаются не только на нижнемеловых мульдах, но и на разделяющих их поднятиях, в том числе охватывают значительную территорию нижнемелового Еравнинского поднятия. Ось максимального верхнемелового прогиба смещена к юго-восточному борту впадины и приближается к разлому, отделяющему нижнемеловой прогиб от его кристаллического обрамления. Таким образом, в юго-восточном борту отложения еравнинской толщи налегают на гранитоиды основания, в то время как в северо-западном борту верхнемеловой прогиб обрамляют отложения гусино-озерской серии. В юго-западной половине впадины один из верхнемеловых прогибов почти полностью расположен на внутреннем нижнемеловом поднятии, сложенном кристаллическими породами.

Опираясь на полученные данные, историю мезозойской активизации Западного Забайкалья следует продлить до начала кайнозоя и далее связать ее с событиями, обусловившими развитие рифтовых структур Прибайкалья.

Приведенные факты позволяют дополнить и уточнить общий ход развития континентальных мезо-кайнозойских структур Сибири.

В. С. БОЧКАРЕВ

ТРИАС-ЮРСКИЕ КАТАПЛАТФОРМЕННЫЕ И ДЕЙТЕРООРОГЕННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ, ИХ ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ И ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ

В Западной Сибири от Урала до Алтае-Саянской области распространены грабенообразные впадины, выполненные триасовыми, рэт-лейасовыми или ниже-среднеюрскими образованиями. Эти впадины имеют

сходство между собой по структуре и условиям залегания нижнемезозойских отложений. Поэтому все исследователи относят эти отложения к единому структурному ярусу, который, однако, одними считается позднегеосинклинальным и включается в состав складчатого фундамента, другими — промежуточным, третьими — раннеплатформенным (катаплатформенным, по Н. П. Хераскову), четвертыми — возрожденно-горным (дейтероорогенным, по К. В. Боголепову). Нами они также относились к одному ярусу, который, однако, подразделялся на два структурных подъяруса (Бочкарев, 1964). Новые данные и соображения свидетельствуют о гетерогенности раннемезозойских впадин и позволяют отнести их к двум типам: катаплатформенному и дейтероорогенному.

Типичными представителями впадин *дейтероорогенного типа* являются, по К. В. Боголепову (1967, 1968), впадины сводовых поднятий Яблоново-Становой области, выполненные верхнетриасовыми, юрскими и нижнемеловыми вулканогенно-осадочными образованиями. Формирование впадин связывается с обрушением наиболее энергично воздымающихся частей сводового поднятия (Михно, Соловьев, 1965; Боголепов, 1967, 1968). Огромные территории поднятий, за исключением ограниченных участков обрушения (впадин), лишены покровных отложений и пронизаны субщелочными и щелочными гранитоидами мезозойского возраста. Эти эвгимнические пространства со временем расширились. Четкое морфо-тектоническое выражение и «резкое ограничение Яблоново-Станового свода и образование вдоль его северо-западного фаса обширных предгорных прогибов (Южно-Алданского, Прибайкальского, Иркутского) происходило во второй половине лейаса и в средней юре одновременно с погружением обширных участков земной коры, определивших очертания Лено-Алданской, Западно-Сибирской плит и Ангаро-Вилуйского прогиба. В конце поздней юры и в раннемеловую эпоху сводовое поднятие расширилось к юго-востоку, охватывая область юрских прогибов Монголо-Охотского пояса» (Боголепов, 1967, стр. 218). По мнению Н. П. Михно и В. А. Соловьева (1965), сводовое поднятие расширилось также и к северо-западу, вовлекая в свою сферу уже в средней юре Ангаро-Вилуйский прогиб.

Впадины Забайкалья характеризуются относительно простым строением (мульды, осложненные сбросами или последующими надвигами, односторонние грабены, грабен-синклинали и грабены синтетического типа). Они выполнены эффузивами основного, среднего и кислого состава с прослоями и пачками терригенных пород (конгломератов, песчаников, аргиллитов), возраст которых определяется поздним триасом — ранней юрой. В средней юре, а также в поздней юре и раннем мелу в пределах впадин формировались трахибазальт-липаритовая и угленосная молассоидная формации. Во впадинах Западного Забайкалья преобладают угленосные отложения с грубыми осадками, роль которых возрастает в нижних частях разреза и достигает максимума в среднеюрских отложениях (Флоренсов, 1960). Суммарная мощность вулканогенных образований, которые преобладают во впадинах восточных районов Забайкалья, оценивается в 2 000 м и более. Также 1 500—2 000 м достигает мощность угленосных отложений. Поскольку вулканогенные серии более или менее одновозрастны угленосным, то и глубина впадин, имеющих сравнительно простое синклинальное строение, обычно не превышает 2 000 м. Углы наклона слоев меняются от 10 до 30°, реже в приразломных зонах они возрастают до 40—50° и более. Крутые углы наклона наблюдаются по крыльям гребневидных антиклиналей, местами осложняющих общее синклинальное строение впадин, ширина которых не превышает 5—10 км, реже 20—25 км, а длина составляет 100—150 километров.

Яблоново-Становая область сводового поднятия продолжается в западном направлении, сливаясь с Алтае-Саянской областью.

Однако во впадинах выпадают из разреза сначала верхнетриасовые и нижнелейасовые отложения, затем верхнеюрско-нижнемеловые. Они не встречаются уже в западной части Алтае-Саянской области. В этом же направлении резко затухает магматическая деятельность, проявля-

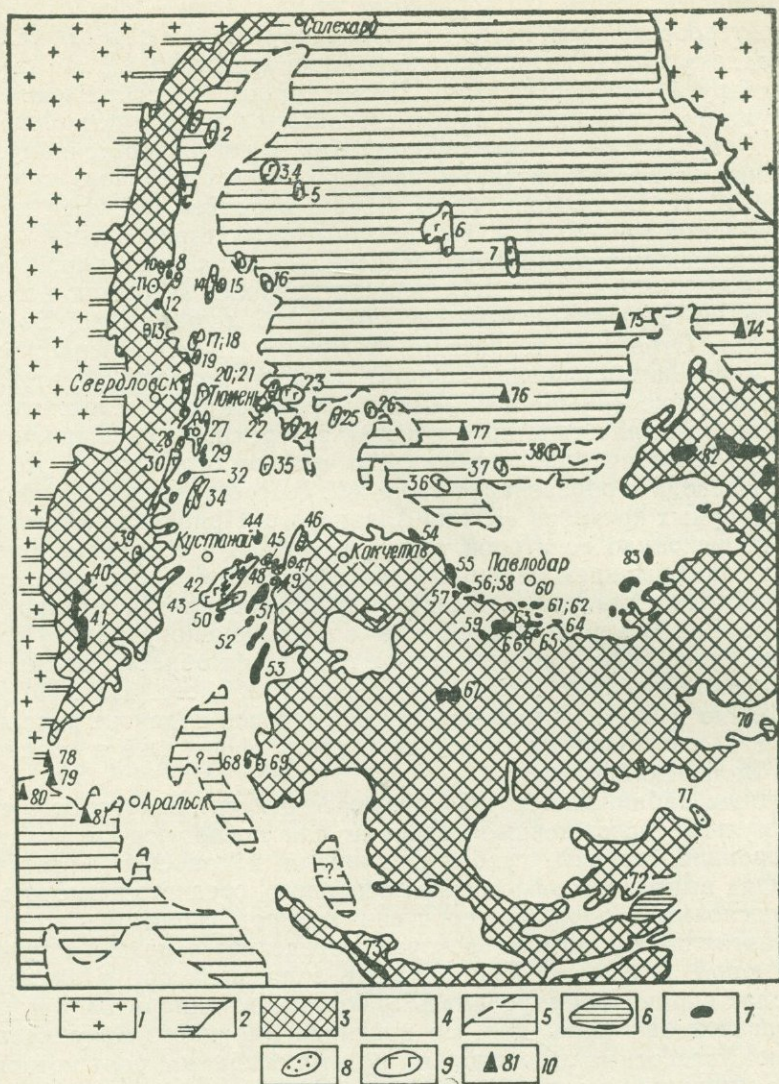


Рис. 1. Схема распространения раннемезозойских впадин Западной Сибири
 1 — древние платформы; 2 — передовые прогибы; 3 — выступы (щиты) Урало-Сибирской платформы; 4 — меловые и кайнозойские отложения эпипалеозойской платформы; 5 — нижне-среднеюрские, местами и триасовые отложения плащеобразного залегания; 6 — унаследованные прогибы; 7 — дейтероорогенные впадины (нижняя — средняя юра); 8 — рэт-лейасовые впадины; 9 — триасовые катаплатформенные впадины; 10 — скважины, вскрывшие рэт-лейас в составе платформенного чехла

Арабскими цифрами на схеме обозначены впадины и отдельные скважины: 1 — Лабаровская; 2 — Усть-Ляпинская; 3 — Перегребнинская; 4 — Шеркалинская; 5 — Малоатлымская; 6 — Сургут-Локосовская; 7 — Александровская; 8 — Лангурская; 9 — Атюсская; 10 — Волчанская; 11 — Богословско-Веселовская; 12 — Мысовская; 13 — Мостовская; 14 — Ново-Троицкая; 15 — Пельмская (Ереминская); 16 — Половинкинская; 17 — Норинская; 18 — Чернышевская; 19 — Бичурская; 20 — Буланаш-Елкинская; 21 — Анохинская; 22 — Тюменская; 23 — Покровская группа впадин; 24 — Дроновская; 25 — Ракитинская; 26 — Викуловская; 27 — Китайская; 28 — Кошкульская; 29 — Архиповская (Ново-Петропавловская); 30 — Челябинская; 31 — Назаровская; 32 — Петровская;

шаяся в Алтае-Саянской области лишь местами в интрузивной фации. Далее к западу через Центральный Казахстан, Тургайский пролив и Южный Урал прослеживаются впадины, выполненные угленосной моласой ранне-среднеюрского возраста (рис. 1). Эти впадины по выполняющим формациям, условиям залегания угленосных толщ (пологие складки, небольшие сбросы) и по блюдцеобразной форме, осложненной местами надвигами и взбросами, весьма близки к впадинам Забайкалья. Время их заложения относится к тому моменту, когда Яблоново-Становой свод в мезозое обозначился наиболее резко. Поэтому можно согласиться с К. В. Боголеповым, что ранне-среднеюрские грабены Урала и Казахстана сформировались на сводовом поднятии, которое естественным образом сливается с Яблоново-Становым сводом в единый Южно-Сибирский пояс поднятий.

Ранне-среднеюрские и более молодые (на востоке) впадины обрушения, по которым трассируется осевая зона Южно-Сибирского пояса, безразличны к возрасту их субстрата: они располагаются на варисцидах, каледонидах и более древних складчатых сооружениях, встречаясь даже на Алданском щите. Система этих впадин в целом пересекает в виде субширотного пояса дислокации фундамента. Лишь отдельные впадины приспособляются к простираению последних, оживляя ослабленные зоны глубинных разломов и создавая впечатление унаследованности.

Южно-Сибирский пояс поднятий в пределах Западной Сибири ограничивался в юре с севера Западно-Сибирской плитой, в чехле которой этапы интенсивного роста сводовых поднятий отражаются в фациях. На юге он примыкал к Туранской плите и системе унаследованных прогибов (Илийского, Кендерлыкского и других), в которых наблюдаются пробелы в отложениях или грубые осадки, отвечающие также этапам наибольшей активности дейтероорогенеза.

Катаплатформенные впадины, кинематика их формирования

Раннемезозойские впадины Западной Сибири, относимые нами к *катаплатформенному типу*, формировались в течение среднего — позднего триаса и рэт — лейаса. Они не наследуются ранне-среднеюрскими дейтероорогенными грабенами, как это наблюдается в Забайкалье, а располагаются в виде трех обособленных зон, простирающихся согласно общей структуре фундамента, локализуясь в основном в области варисцид.

В западной зоне в рэт-лейасе формировались односторонние грабены, в которых лестница ступеней опускалась к востоку. Длина грабенов не превышает 15—20 км, ширина — 3 км и глубина — 600 м. Грабены выполнены челябинской серией, сложенной внизу грубообломочными отложениями с пачками угленосных и бокситоносных пород общей мощностью 300—500 м, и сверху — песчано-глинистыми отложениями с пла-

33 — Юламановская; 34 — Кочердыкская; 35 — Варгашинская; 36 — Омская; 37 — Татарская; 38 — Барабинская; 39 — Карталинская; 40 — Таналыкская; 41 — Орская группа впадин; 42 — Убаганская; 43 — Убаганская группа ранне-среднеюрских впадин (Черниговская, Кушмурунская, Эгинсайская и др.); 44 — Карашиликская; 45 — Узункульская; 46 — Бурлукская; 47 — Мукурская; 48 — Ставропольская (Акшаганакская); 49 — Биесойганская; 50 — Панфиловская; 51 — Джаныспайская; 52 — Кызылтальская; 53 — Мхатовская; 54 — Улькенкаройская; 55 — Салетинская; 56 — Койтасская; 57 — Олеутинская; 58 — Шедертинская; 59 — Майкюбенская; 60 — Алтыбайсорская; 61 — Кызылкураминская; 62 — Талдыкская; 63 — Джамантузская; 64 — Карасорская; 65 — Караджарская; 66 — Улькентузская; 67 — Карагандинская; 68 — Кияктинская; 69 — Байконурская; 70 — Кендерлыкская; 71 — Алакольская; 72 — Илийская; 73 — Таскумырсайская; 74 — Тегульдетская опорная скважина; 75 — Колпашевская площадь; 76 — Бочкаревская площадь; 77 — Большереченская площадь; 78 — Узунтальская площадь; 79 — Южно-Чушкакульская площадь; 80 — Северо-Устюртская опорная скважина; 81 — Кулундинская опорная скважина; 82 — Кузбасская группа впадин; 83 — Барнаульская группа впадин

стами бурого угля до 40 м мощности. Мощность угленосных свит изменяется от 100 до 300—400 м. В связи с последующими движениями, о которых будет сказано ниже, отложения, выполняющие грабены, были смяты в пологие складки, более узкие и сжатые на востоке вдоль надвигов, горизонтальная амплитуда которых составляет 1 000—1 500 м.

В срединной зоне, за исключением ее краевых частей, где также распространена челябинская серия (Челябинская, Буланаш-Елkinsкая, Карашиликская и другие впадины) грабенообразные депрессии выполнены только туринской серией. Последняя сложена внизу толщей пестроцветных конгломератов, песчаников и аргиллитов, местами углистых (биткуевская свита), выше — толщей базальтов до 1 000 м мощности, среди которых местами установлены согласные и секущие тела липаритов, прослой углистых или битуминозных аргиллитов (последние местами весьма значительны и образуют самостоятельную, анохинскую свиту). Вверх по разрезу базальтовая толща (бичурская свита) постепенно сменяется угленосной толщей (калачевская свита и ее аналоги). Общая мощность туринской серии достигает 2,0—2,5 км. Впадины имеют антиклинальное строение, местами ограничены надвигами. Выполняющие их толщи залегают обычно полого — до 10—20°. Большинство впадин еще не оконтурировано. Установленная длина их не превышает 200 км, ширина — 50—60 км, глубина — 1 200—2 000 м. Наиболее распространены впадины протяженностью в 35—100 км и шириной 10—15 км (Юламановская, Кочердыкская, Анохинская и другие).

Грабенообразные впадины восточной зоны (Бурлукская, Биесойганская, Байконурская и другие) выполнены челябинской серией и во многом сходны с грабенами западной зоны, являясь как бы их зеркальным отражением. В них наибольшие мощности отложений и надвиги прослеживаются вдоль западных, а не восточных бортов.

Формирование катаплатформенных впадин связывается также со сводовым поднятием (Бочкарев, 1964; Боголепов, 1967). К северу от свода на севере Западно-Сибирской плиты в течение триаса уже накапливались песчано-глинистые отложения платформенного чехла, связанные с прогибанием фундамента (Семеновская, Тампейская площади и, судя по геофизическим данным, районы к западу от них). Прогибание палеозойского фундамента в это же время или в рэт-лейасе происходило и к югу от сводового поднятия — на Туранской плите, где распространены чущакульская серия и ее возрастные аналоги. Территории этих опусканий последовательно разрастались, втягивая в прогибание сводовое поднятие, по оси которого возникла седловина (Бочкарев, 1964). Инверсия свода, которая произошла в средней — поздней юре, сопровождалась сжатием земной коры, отразившимся в формировании надвигов, взбросов по краям грабенов и в дислоцированности триасовых и рэт-лейасовых угленосных толщ.

В области пересечения катаплатформенного и дейтероорогенного поднятий отмечается повышенный тектогенез и долготное простираие зон юрских впадин (рис. 1). Инверсия катаплатформенного свода проявилась здесь в том, что раннеюрские дейтероорогенные грабены заложены ближе к осевой зоне инверсии (трассируемой в Тургайском проливе коскульской свитой и более молодыми отложениями чехла), чем более молодые, среднеюрские грабены (Бочкарев, 1967).

Простираие триасовых и рэт-лейасовых впадин, в общем согласное структуре палеозойского субстрата, интенсивная дислоцированность отложений, выполняющих впадины, служили основанием для их включения в состав складчатого фундамента, хотя и в качестве его верхнего структурного яруса. Однако формирование рассматриваемых впадин началось после замыкания передовых и межгорных прогибов, заключающих геосинклинальную стадию развития Урало-Сибирской области, после внедрения наиболее молодых гранитоидных интрузий, имеющих перм-

ский и раннетриасовый возраст; локализация раннемезозойских впадин за пределами позднепалеозойских орогенных (или брахигеосинклинальных) прогибов на каледонидах (Тенизского, Джекказганского и других), расположение их преимущественно в антиклинорных зонах фундамента (Зауральского, Восточно-Тургайского и других), субтраповый характер туринской серии, формировавшиеся одновременно с накопле-

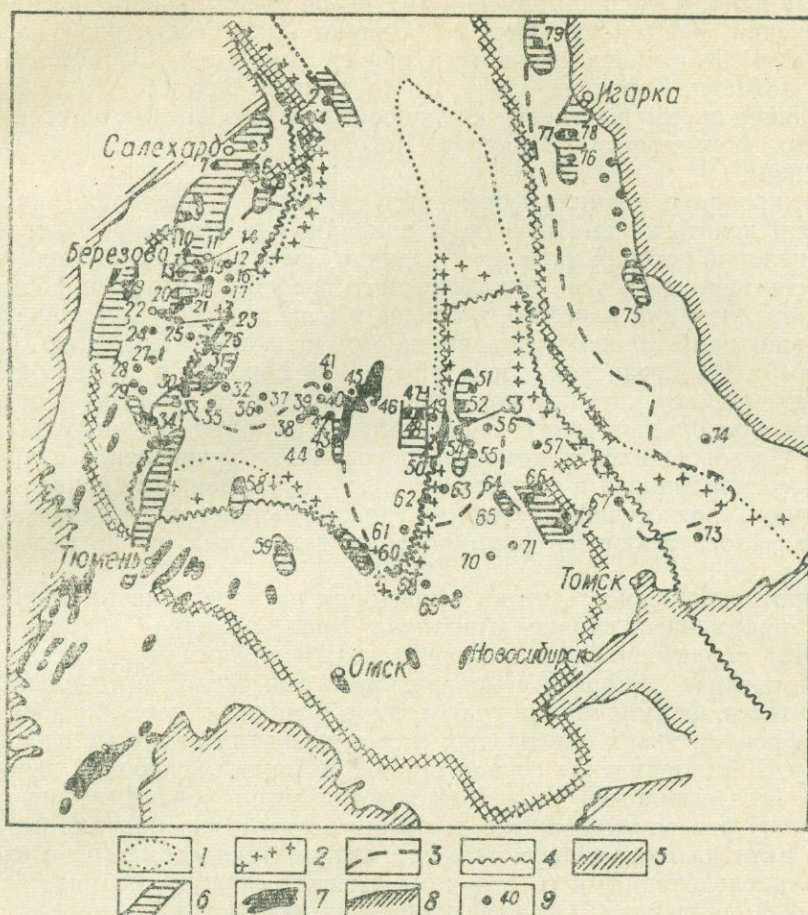


Рис. 2. Схема строения доюрского основания Западно-Сибирской плиты
 1 — внешняя граница гипотетической эпибайкальской платформы по коллективной тектонической схеме фундамента 1961 г. (ред. Н. Н. Ростовцев), дополненной и измененной П. К. Куликовым (1967); 2 — то же по коллективной схеме 1961 г. (ред. Н. Н. Ростовцев); 3 — то же по Г. И. Каратаеву (1966 г.); 4 — то же по В. А. Дедеву, В. Д. Наливкину и др. (1962 г.); 5 — внешняя граница архейского щита, по В. П. Маркевичу; 6 — антиклинории и поднятия внутренней части плиты, сложенные верхнедокембрийскими и нижнепалеозойскими метаморфическими образованиями и гранитоидами разного возраста; 7 — туринская серия (триас); 8 — граница Западно-Сибирской низменности; 9 — скважины, вскрывшие доюрское основание плиты в ее внутренней и северной областях. Эвгеосинклинальный комплекс ордовик-среднепалеозойского возраста вскрыт на разведочных площадях, обозначенных на схеме цифрами: 3, 4, 6, 12, 15, 16, 17, 18, 21, 22, 23, 25, 26, 27, 28, 29, 32, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 49, 53, 67

нием отложений чехла на других участках одного и того же фундамента, — все это опровергает мнение ряда геологов о том, что среднетриасово-раннеюрский тектогенез является прямым продолжением предшествующего орогенеза (протоорогенеза). Раннемезозойские впадины, однако, не являются и вполне автономными, полностью независимыми от геосинклинальной (включая сюда и протоорогенез) предыстории, как по-

лагают К. В. Боголепов (1967, 1968), Б. С. Погорелов (1966), П. К. Куликов (1968). Эти исследователи считали, что туринская серия в Западной Сибири распространена на разновозрастном фундаменте. Они ошибочно предполагали, основываясь главным образом на интерпретации гравимагнитных полей, произведенной Г. И. Каратаевым, что во внутренней области Западно-Сибирской плиты, где установлены наиболее северные районы распространения туринской серии, развит древний докембрийский фундамент (рис. 2). Однако более тщательный анализ привел Г. И. Каратаева к мнению о значительно более молодом его возрасте (Фотиади, Каратаев, 1968). Во внутренних районах плиты фундамент сложен преимущественно ниже-среднепалеозойскими эвгеосинклинальными формациями (Бочкарев, Погорелов, 1968; Бочкарев, Ягофорова, 1968).

Формирование катаплатформенных грабенов в пределах варисцид позволяет искать кинематические и причинно-следственные связи в геосинклинальной истории палеозойид. Однако такие впадины в палеозойидах распространены не везде. Тожественные грабены и сходные формации формировались, как известно, в триасе и начале юры в Аппалачах, где они также сопутствовали эпиорогенному сводовому поднятию (Шатский, 1945). На Туринской плите, в Западной Европе и в других районах варисцид, где нет катаплатформенных грабенов, в среднем и позднем палеозое преобладал миегеосинклинальный и брахигеосинклинальный режим. Он завершился к моменту консолидации фундамента и превращения геосинклиналей в молодые платформы умеренным гранитоидным магматизмом, относительно слабыми складчатостью и горообразованием. Это отразилось также на формировании межгорных, но не передовых прогибов.

В противоположность этому территории распространения триасовых катаплатформенных впадин (Аппалачи, Урал, Западно-Сибирская низменность) характеризуются исключительным развитием эвгеосинклиналей, замыкание которых сопровождалось интенсивными процессами складчатости, формирования гранитоидов и мощным горообразованием. Перед фронтом таких складчатых систем возникли развитые передовые прогибы. Пенепленизация горной страны, которая произошла, вероятно, быстро (под туринской серией местами развита кора выветривания), обусловила резкое уменьшение давления на верхнюю мантию, что привело к активизации ее вещества. Эта активизация совместно с изостазией и унаследованными тенденциями вызвала сводовое поднятие и субтрапповый магматизм. Отсюда понятно, почему этот магматизм имел место почти сразу же после наиболее молодого субсеквентного гранитоидного, максимум проявления которого, судя по данным абсолютного возраста, приходится в Северных и Южных Аппалачах на 250—280 млн. лет, в Зауралье — на 245—265 млн. лет и на Урале — на 265—285 млн. лет. Максимальное проявление субтраппового магматизма в Аппалачах пришлось на 195—215 млн. лет, а в Западной Сибири — на 215—235 млн. лет.

Предложенная кинематическая схема катаплатформенного орогенеза объясняет, как нам представляется, кратковременность его проявления, зависимость от геосинклинальной стадии. Дейтероорогенез, в противоположность этому, — длителен, вполне автономен, сопровождается субщелочным гранитоидным магматизмом и свойствен, вероятно, только Тихоокеанскому сегменту земной коры.

О роли триасового тектогенеза и магматизма в формировании Западно-Сибирской плиты и ее мезо-кайнозойских дислокаций высказано несколько мнений. К. В. Боголепов (1962, 1967) связывал образование Западно-Сибирской плиты с обрушением предшествующих сводовых поднятий. По его мнению, сформировавшиеся в триасе впадины явились «первичными овалами оседания», вокруг них развивались наиболее глу-

бокие депрессионные формы, которые затем слились воедино, образовав плиту. Триасовый магматизм в Западно-Сибирской низменности и ее обрамлении Б. С. Погорелов (1966) связывал с общим процессом базификации или «океанизации» земной коры. П. К. Куликов (1968) кроме того считает, что интенсивной базификации подверглись блоки фундамента во внутренних и северных районах низменности, где она вызвала последующее прогибание и яркую морфологическую выраженность структуры плиты.

Против связи триасового магматизма с «океанизацией» говорят отличие базальтов туринской серии от океанических базальтов по петрохимическому составу (Кутюлин, 1968), отсутствие перидотитов и серпентинитов, свойственных океаническим формациям, и одновременность океанического прогибания с излияниями базальтов.

Триасовые грабены не являются «первичными овалами прогибания», т. к. в Западной Сибири нигде не установлены непрерывные разрезы от туринской серии к тюменской свите (нижняя — средняя юра), с которой начинается формирование чехла плиты в результате прогибания ее фундамента. Между ними повсеместно наблюдаются угловые и стратиграфические несогласия. Большинство грабенов располагается в зонах положительных дислокаций, а там, где они приурочены к последующим прогибам, в последних они никак не выражены (ни в мощностях, ни в изгибах слоев). Подошва тюменской свиты и ее аналогов местами опускается глубоко в триас, но как раз в тех прогибах (Большереченская, Бочкаревская, Тегульдетская площади), где она залегает не на триасовых, а на девонских или каменноугольных образованиях. На севере Западно-Сибирской низменности, где мощность платформенного чехла резко возросла, в настоящее время уже вскрыты низы чехла (Тампейская, Семеновская и другие площади), имеющие триасовый возраст. Триас представлен в основном глинистыми отложениями без эффузивов мощностью до 1000 м, залегает согласно с юрой и плащеобразно. Здесь уже нет туринской и челябинской серий. Именно такой характер триаса позволяет считать, что прогибание фундамента (формирование плиты) здесь происходило без предшествующего сводообразования и его обрушения.

Учитывая, что Западно-Сибирская плита располагается в пределах области, которая представляла собой в геосинклинальную стадию наиболее активно прогибавшуюся часть, где геоантиклинальные поднятия слабо развиты и носят в отличие от обрамления островной характер, сама плита является унаследованным прогибом. Следует отметить, что в мел-кайнозойское время рост платформенных складок усилился или возобновился, сопровождаясь размывами и формированием асимметричных бескорневых складок, таких как Шугинское поднятие. К кайнозою относится время формирования ряда крупных надвигов и взбросов вдоль обрамления низменности, что указывает на проявление горизонтальных тенденций сжатия. По характеру соотношений платформенных антиклиналей с гравитационными аномалиями внутренние районы Западной Сибири аналогичны современным складчатым областям (Наливкин, Шаблинская, 1968). В этом можно усмотреть черты тектогенеза, свойственные геосинклинальным областям, что в совокупности с унаследованным характером мезозойского прогибания Западно-Сибирской плиты сближает ее с остаточными геосинклинальными системами, выделенными А. В. Пейве и В. М. Синицыным (1950).

ТЕКТОНИКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

В современном тектоническом плане Западно-Сибирская плита имеет форму гигантской впадины (мегасинеклизы), выполненной осадочными породами мезозойской и кайнозойской групп. Общая площадь впадины — 3,4 млн. км². Суммарная мощность мезозойских и кайнозойских толщ (начиная с юрской системы и кончая плиоцен-четвертичными образованиями) составляет в приобтовых зонах 1 000—1 200 м; в центрально-южных районах 2 500—3 500 м, а в северных — 5 000—7 000 м. В некоторых внутренних депрессиях субарктической части мегасинеклизы мощность осадков увеличивается, как показывают новейшие сейсмические и электроразведочные данные, до 8 000—9 000 м вследствие включения в платформенный покров части триасового комплекса.

Стратиграфическая полнота разреза мезозойских и палеоцен-эоценовых отложений (в соответствии с направлением расширения седиментационного бассейна на ранних этапах формирования мегасинеклизы) уменьшается от северных районов внутренней области к южным районам и к бортам мегасинеклизы. Позднеолигоцен-неогеновые образования, наоборот, достигают максимальной мощности и стратиграфической полноты разреза вблизи южной границы плиты, так как на севере они размыты или не накапливались. Внутренние впадины северной половины плиты начали заполняться платформенными осадками, по-видимому, в среднем и позднем триасе, котловины центральных районов — в раннюю и среднюю эпохи юрского периода, а приобтовые зоны южной и западной окраин — на разных отрезках мелового и палеогенового периодов.

В основании Западно-Сибирской мегасинеклизы установлены породы докембрийского, палеозойского и триасового возраста. Первые представлены геосинклинальными и параплатформенными формациями, образующими сложное разновозрастное складчатое сооружение, окончательно консолидировавшееся лишь к концу палеозойской эры. Отдельные части этого сооружения тесно связаны со структурами складчатого обрамления мегасинеклизы и являются непосредственным продолжением последних. Другими словами, территория Западно-Сибирской низменности по составу и строению ее палеозойских и допалеозойских образований является частью обширного Урало-Тяньшаньского палеозойского складчатого пояса, перекрытой мезозойско-кайнозойскими осадочными отложениями.

Мезозойская мегасинеклиза, занимающая территорию низменности, размещается в пределах Урало-Тяньшаньской складчатой области так, что ее границы во всех районах являются секущими по отношению к структурам палеозойской генерации. Мезозойская структура Западной Сибири оказывается, таким образом, в целом наложенной на структурный план предшествующих тектонических эпох.

Породы триасового возраста, установленные бурением во многих районах Западно-Сибирской плиты, представлены вулканогенно-осадочными и осадочными разностями. Последние в отдельных зонах развиты плащеобразно и непосредственно причленяются к платформенному чехлу. Вулканогенно-осадочные триасовые образования (туринская и челябинская серии), известные в Приуралье, Среднем Приобье и в Обь-Иртышском междуречье, заполняют, как правило, ограниченные грабенообразные депрессии, относительно более крупные во внутренней области плиты и преимущественно небольшие на окраинах. Территория развития грабенообразных депрессий также оказывается наложенной на структурный план Урало-Тяньшаньского складчатого пояса, причем контур этой области в общем совпадает со значительной частью Западно-Сибирской мегасинеклизы.

Учитывая эту особенность строения мегасинеклизы, можно думать, что триасовые и последующие события истории Западной Сибири тесно между собой связаны и составляют единый тектонический этап, обособленный от палеозойского тектогенеза. Этот этап целесообразно называть, используя термин В. Е. Хаина, неоплатформенным, его раннюю (триасовую) стадию — тафрогенной, а позднюю (юрско-меловую) стадию — собственно неоплатформенной (или койлогенной, по Т. Н. Спизарскому).

Западно-Сибирская мегасинеклиза по морфологии частных структур разделяется на 2 части: прибортовой внешний пояс площадью 1,5 млн. км² и внутреннюю тектоническую область площадью 1,9 млн. км². Прибортовой пояс образован в основном незамкнутыми поднятиями (выступы в плане, структурные носы, заливы) и моноклиналями. Внутренняя область отличается более контрастным рельефом подошвы неоплатформенного чехла. Здесь обособляются крупные впадины неправильных очертаний, прогибы, своды, валы и т. д. Площади замкнутых положительных структур I порядка колеблются от 8—10 до 30—50 тыс. км², а отрицательных от 20—30 до 100—120 тыс. км². Амплитуды поднятий варьируют от 300—400 м в центрально-южных районах до 800—1500 м на севере (по подошве юрских отложений). Общий размах рельефа — от днищ впадин до вершин поднятий в центрально-южных районах составляет 800—1000 м, в северных — 1500—2000 м.

Неоплатформенные структуры характеризуются в основном длительным конседиментационным развитием. Их амплитуда в целом убывает снизу вверх по разрезу. Однако отмечается следующая особенность морфологии и динамики роста складок: в северном направлении вместе с общим увеличением мощности осадочного чехла возрастает относительная контрастность частных структур по все более молодым горизонтам, отражающая более длительный рост складок по сравнению с южными районами.

В истории развития структур отмечается несколько этапов усиления их роста. При этом скорость прогибания и, следовательно, относительный рост поднятий в разных зонах различен. Меняется он и во времени. Так, на северо-востоке (Усть-Енисейский район) максимальный рост наблюдается в юре, в Надым-Тазовском междуречье — в неокоме, а на Ямале и в Надымской впадине максимальный рост происходит в аптеноманское время.

Бурением и геофизическими исследованиями устанавливаются следующие соотношения неоплатформенных и более ранних тектонических форм. В пределах погребенных варисцид (Сибирское Приуралье, северное продолжение Зайсанской и Колывань-Томской зон, Туйско-Салымская зона) отмечается совпадение в плане крупных линейных поднятий с антиклинориями, а крупных прогибов — с синклинориями. Имеются также небольшие надразломные складки, уступы и флексуры на моноклиналях. В зонах ранней консолидации (приенисейская полоса, бассейн Чулыма, отдельные участки Широкого Приобья) мезозойские впадины развивались унаследованно над крупными параплатформенными средне- и верхнепалеозойскими депрессиями, а поднятия — на цоколе соответствующих выступов комплекса основания, над параплатформенными валами и сводами. Кроме унаследованных здесь имеются и новообразованные мезозойские структуры. Это, главным образом, крутые моноклинали над сложной системой параплатформенных прогибов и поднятий, вовлеченных в мезозое в общее опускание (например, отдельные участки Приенисейского склона). Наконец, многие линейные протяженные прогибы в чехле (Ляпинский, Тюменский, Тундринский, Колтогорский, Пурский, Ярсомовский и др.) располагаются над триасовыми грабенообразными депрессиями, выполненными вулканогенно-осадочными толщами. Находящиеся между ними валы совпадают в плане с триасо-

выми горстоподобными выступами, сложенными геосинклинальными формациями палеозоя.

Образование триасовых структур в Западной Сибири связано с раскалыванием и избирательным обрушением отдельных блоков огромного сводового поднятия, возникшего в северной части Урало-Тяньшаньского складчатого пояса после его консолидации в конце перми — начале триаса.

Обрушение сводового поднятия сопровождалось энергичным базальтовым магматизмом и, вероятно, частичной базификацией гранитно-метаморфического слоя земной коры. В результате создались условия для последовательного расширения внутренних впадин и слияния их в единый Западно-Сибирский седиментационный бассейн. Вместе с тем до-мезозойская история Урало-Тяньшаньского геосинклинального пояса (образование антиклинориев и синклинориев в варисцийских зонах, параплатформенных поднятий и впадин на более древних блоках) предопределила дифференцированный характер общего прогибания новообразованного седиментационного бассейна и создала условия для формирования всей совокупности частных структур.

Общее сводовое поднятие Западно-Сибирского региона, его последующее раздробление и опускание совместно составляют, как уже отмечалось выше, особый тектонический этап постгеосинклинального развития северной ветви Урало-Тяньшаньского складчатого пояса. На этом этапе образовалась огромная наложенная депрессия, огражденная цепью поднятий, напоминающая структуры зон сочленения океанических впадин и материков. Однако на фоне процесса ее оформления и развития многие частные тектонические элементы неоплатформенного комплекса осадков, заполняющих мегасинеклизу, вырисовываются и развиваются унаследованно от структур геосинклинального и параплатформенного палеозойского субстрата.

Различия в морфологии и динамике конседиментационных неоплатформенных структур предопределили формационную зональность, стратиграфический диапазон нефтегазоносности, строение ловушек и пространственное размещение зон нефтегазонакопления. В целом отмечается увеличение этажа нефтегазоносности и удельной плотности запасов с возрастанием темпов и длительности дифференцированных подвижек на фоне общего устойчивого прогибания Западно-Сибирского бассейна. Отсюда находит объяснение приуроченность месторождений-гигантов к центрально-северным районам плиты, где зафиксирована максимальная мощность платформенных толщ, высокие амплитуды и крупные площади поднятий и отмечается наибольшая длительность их конседиментационного роста.

Все вышеизложенное коротко сводится к следующему:

1. Западно-Сибирская плита — структура новообразованная, наложенная на различные элементы Урало-Тяньшаньского складчатого пояса. Она возникла, вероятно, вследствие частичной базификации земной коры, начавшейся в триасовом периоде. Последний является начальной эпохой платформенного этапа развития Западно-Сибирского региона, а триасовый структурный комплекс — нижним структурным ярусом платформенного чехла.

2. Частные структуры юрско-мелового покровного комплекса в своем большинстве являются унаследованными от элементов более ранних тектонических сооружений. Унаследованные структуры представлены тремя типами: один из них генетически связан с геосинклинальными, другой — с параплатформенными, третий — с триасовыми тафрогенными дислокациями.

3. Из этих трех типов морфологически наиболее полно и рельефно выражен последний — он объединяет, как правило, высокоамплитудные, хорошо очерченные крупные структуры, отличающиеся наиболее дли-

тельным конседиментационным ростом. Структуры этого типа более всего характерны для центрально-северных районов внутренней тектонической области плиты, поэтому именно с данными районами связываются наибольшие перспективы обнаружения месторождений-гигантов.

Ф. Г. ГУРАРИ, К. И. МИКУЛЕНКО, В. С. СТАРОСЕЛЬЦЕВ

ТЕКТОНИКА МЕЗОЗОЙСКО-КАИНОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Многие особенности современной морфологии и истории развития структурных форм чехла Западно-Сибирской плиты, ранее ускользавшие от взгляда исследователей, были выявлены при составлении в 1967—1969 гг. коллективом сотрудников СНИИГГИМСа, Главтюменьгеологии, Томского, Новосибирского, Красноярского геологических управлений новой тектонической карты чехла плиты в масштабе 1 : 1 500 000. Этому способствовало применение новой методики, значительно повысившей информативность карты (Гурари и др., 1967).

Анализ тектонической карты и материалов, использованных при ее построении, позволяет дать следующую краткую характеристику морфологии и истории формирования структур мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты.

Наиболее крупными его тектоническими элементами являются внутренняя область и внешний пояс, имеющие (как это было впервые отмечено М. Я. Рудкевичем в 1961 г.) весьма существенные морфологические различия. Внешний пояс по существу представляет собой бортовую зону плиты и состоит из моноклиналей и полужамкнутых положительных и отрицательных структур I и II порядков. Внутренняя область плиты представляет собой огромную пологую депрессию, в пределах которой широко развиты крупные замкнутые положительные и отрицательные структуры и локальные поднятия. Граница между внешним поясом и внутренней областью плиты в достаточной мере условна. Она проведена с учетом указанных выше морфологических особенностей осадочного чехла.

Наиболее прогнутая часть плиты, расположенная севернее Сибирских увалов, выделена в Ямало-Тазовскую региональную депрессию. На территории последней на протяжении всего мезозоя происходило интенсивное дифференцированное прогибание с максимальной контрастностью тектонических форм в центре депрессии. По мере приближения к южному, западному и восточному ее бортам дифференцированность движений существенно ослабевает. В настоящее время Ямало-Тазовская региональная депрессия представляет собой крупную область опускания, днище которого осложнено весьма контрастными положительными и отрицательными структурными формами различных порядков. Северный борт депрессии изучен очень слабо, западный и восточный сливаются с моноклиналями внешнего пояса плиты, а южный граничит с обширной региональной ступенью, занимающей центральную и южную части внутренней области плиты. Эта ступень, названная Обской, представляет собой пологонаклонную структурную поверхность, осложненную целым рядом пликвативных и дизъюнктивных деформаций различных порядков.

Колтогорско-Уренгойским желобом Обская региональная ступень разделена на восточную и западную половины, отличающиеся друг от друга режимом тектонических движений в мезозойско-кайнозойское время и пространственным размещением отрицательных и положительных пли-

кативных форм I порядка. На юге восточной половины Обской ступени поднятия I порядка четко ориентированы в северо-западном направлении. Севернее простирание их несколько отклоняется, приближаясь к субмеридиональному. Средне-Васюганский и Александровский мегавалы ориентированы в север-северо-восточном направлении, параллельном зоне Омского разлома, к которой они прижаты. Отрицательные структуры I порядка занимают незначительную часть рассматриваемой территории. В пределах западной половины Обской ступени структуры I порядка имеют не только северо-западную, но также северо-восточную ориентировку, кроме того, среди поднятий I порядка появляется значительное количество относительно изометричных форм (сводов), в ограничениях которых преобладают северо-западные, субмеридиональные и северо-восточные направления. Увеличивается здесь также и роль отрицательных структур I порядка.

Колтогорско-Уренгойский желоб, рассекающий Обскую региональную ступень и южную часть Ямало-Тазовской региональной депрессии в субмеридиональном направлении, является весьма важной, как бы стержневой структурой Западно-Сибирской плиты. Он связан с многократно описанным в литературе Омским региональным глубинным разломом. В нижних и средних горизонтах чехла желоб представлен цепочкой узких глубоких мегапрогибов (Колтогорский, Пуровский и Уренгойский), осложненных на бортах разрывными нарушениями и пликативными формами II—III порядков. В фундаменте ему соответствует крупный грабен-рифт триасового возраста (Фотиади, 1967; Сурков и др., 1967). Омский разлом, будучи перманентно-активным, оказывал существенное влияние на формирование всего осадочного чехла Западно-Сибирской плиты и проявлялся вплоть до неогеновых отложений.

В пределах внешнего пояса плиты к надпорядковым структурам отнесены Приенисейская, Барабинско-Пихтовская, Приказахстанская и Саранпаульско-Сыпинская моноклинали и Томско-Каменский региональный выступ. Эти структуры выделяются на многих тектонических картах, в связи с чем в настоящей работе их характеристика не приводится.

С северо-востока к Ямало-Тазовской региональной депрессии примыкает Енисейско-Хатангский региональный прогиб, соединяющий Западно-Сибирскую плиту с Приверхоянским краевым прогибом. Между Ямало-Тазовской региональной депрессией и Енисейско-Хатангским региональным прогибом нет сколько-нибудь четкой структурной границы. Ее можно провести лишь условно несколько восточнее Антипаютинской впадины.

На фоне описанных региональных структур осадочного чехла Западно-Сибирской плиты широко проявлены пликативные и дизъюнктивные деформации различных порядков.

В чехле плиты выявлено 50 пликативных структур I порядка, из них 34 положительные, 16 — отрицательных. Однако суммарные площади тех и других очень близки (270 тыс. км² — положительные структуры; 237 тыс. км² — отрицательные) *.

Среди положительных форм явно преобладают удлиненные, типа мегавалов: их 18 против 9 слабо удлиненных, почти изометричных сводов. Площадь структур колеблется от 6 тыс. км² (Пайдугинский мегавал) до 38 тыс. км² (Сургутский свод). Основная масса поднятий (55%) имеет площадь 6—12 тыс. км². Амплитуды этих структур также колеблются в широких пределах: от 50 до 400 м. Однако 80% поднятий имеют амплитуду размером от 125 до 225 м.

Длина структур меняется в пределах 95—340 км при преобладании длины порядка 125—225 км. При диапазоне ширины 40—115 км преоб-

* Здесь и далее параметры структур осадочного чехла приведены по опорному отражающему сейсмическому горизонту в верхне-юрских отложениях.

ладающей является ширина 40—75 км. Удельные амплитуды (т. е. отношение амплитуды к площади), отражающие контрастность поднятий, изменяются от 0,5 до 6,7 м/км². Наибольшую удельную амплитуду (т. е. наибольшую контрастность) имеют Нижне-Пуровский, Северный и Зенковский своды, наименьшую — В. Демьянский и Пологрудовский мегавалы, Пудинский и Нижне-Вартовский своды.

Намечается достаточно отчетливое территориальное распределение разных типов структур I порядка: выступы и наклонные мегавалы связаны почти исключительно с внешним поясом плиты. В центральной осевой части плиты, вытянутой субмеридионально и несколько сдвинутой к западу, преобладают своды. Зона преимущественного развития мегавалов связана с восточной частью центральной области плиты.

Среди отрицательных структур I порядка, выделенных в чехле, 7 впадин и 9 мегапрогибов (один из них — Тюменский — наклонный). Площадь каждой из них колеблется от 6—8 тыс. км² до 35 тыс. км². Явно преобладают структуры с площадью 10—20 тыс. км² (63%). Несколько большая преобладающая площадь отрицательных структур I порядка сравнительно с положительными, возможно, объясняется тем, что первые хуже изучены. Не раз наблюдалось значительное сокращение площади впадин по мере их изучения.

Структур II порядка установлено 347, из них 253 положительные и 94 — отрицательные.

Среди положительных структур II порядка резко доминируют куполовидные поднятия (127—50%) и валы (75—30%). Им подчинены наклонные валы и структурные мысы. Интересно, что только около 30% поднятий II порядка расположено на сводах и мегавалах. Большая часть их (65%) находится на моноклиналях и седловинах внутренней области плиты. Небольшое количество (8) поднятий II порядка уже известно в пределах впадин и мегапрогибов. При этом наблюдается тяготение линейных структур к линейным же структурам более высокого порядка, а изометричных — к таким же. Так, куполовидных поднятий больше на сводах, чем на мегавалах (26 и 15). Валы дают обратную картину (соответственно 10 и 16).

Размеры поднятий II порядка сильно варьируют. Длина колеблется от 20 до 280 км, ширина — от 12 до 100 км. Преобладающие размеры для длинной оси 20—60 км (57%), для короткой — 20—40 км (53%). Площадь изменяется от 230 до 5700 км². Большая часть поднятий (64%) имеет площадь от 300 до 1500 км². Площадь от 1500 до 5000 км² имеют около 30% структур, более 5 тыс. — лишь несколько единичных поднятий. Амплитуда поднятий колеблется от 30—40 до 600 м, наиболее распространенная — 50—200 м (около 60%). Характерно, что поднятия II порядка с наибольшими амплитудами приурочены к северной и юго-восточной частям плиты и совсем отсутствуют в ее западной и центральной частях.

Отрицательных структур II порядка выделено 94. Из них почти половина (47%) — округлые котловины. Незамкнутых отрицательных структур, названных «структурные заливы», выделено 2. Более половины (53%) отрицательных структурных форм II порядка связано с седловинами и моноклиналями внутренней области плиты; 35 (40%) приурочено к впадинам и мегапрогибам; единичные — к внешнему поясу плиты и положительным структурам I порядка. Размеры отрицательных структур различны. Котловины имеют преобладающую длину 30—80 км, ширину 10—40 км. У прогибов преобладающая длина 30—150 км (70%), преобладающая ширина 10—30 км (78%). Наиболее распространенная площадь котловин 500—1500 км², прогибов — 1000—1500 км². Максимальные площади отрицательных структур II порядка достигают 5 тыс. км².

В качестве структур III порядка (локальных) обычно выделяют только положительные деформации. В пределах Западно-Сибирской плиты

к настоящему времени их известно около 1 000, причем около половины из них изучены сейсморазведкой и бурением. Более половины локальных поднятий имеют нормальное соподчинение. Они расположены на положительных структурах II порядка, в свою очередь осложняющих поднятия более высокого ранга. Однако известны локальные структуры, лежащие непосредственно на площади сводов, мегавалов и выступов, на моноклиналях, в том числе внешнего пояса. Небольшое количество локальных поднятий уже выявлено во впадинах (15) и в мегапрогибах (15), а также в отрицательных структурах II порядка (2).

Размеры локальных поднятий широко варьируют. Длина их достигает 30 км, ширина — 14 км. Подавляющее большинство структур имеет длину 4—16 км (75% из почти 400 детально изученных структур), ширину 2—8 км (90%).

Величина площади варьирует от 5—6 до 225 км². Около 57% структур имеют площадь не более 40 км², 31% структур — не более 20 км². Довольно большое количество структур имеет площадь от 40 до 125 км². Их оказалось около 1/3 (33%). Поднятия с площадью более 125 км² составляют менее 10%. Амплитуда структур изменяется от 10 до 500 м, причем гистограмма довольно пологая, сглаженная. Резкие максимумы получились лишь для амплитуд 15—20 м (18%) и 55—60 м (21%). Поднятия с амплитудой 100—150 м составили 6% и более 150 м — около 5%. Как видно из этой статистики крупные контрастные структуры даже в Западно-Сибирской плите встречаются не слишком часто. Поэтому для наращивания фонда хороших структур необходим соответствующий объем геофизических работ.

Интересным параметром является удельная амплитуда. В. С. Лазарев, впервые предложивший его для характеристики локальных поднятий, назвал этот параметр интенсивностью структурообразования. Практически он отражает современную контрастность структуры. Величины удельных амплитуд колеблются в очень большом диапазоне: от 0,1—0,2 до 41,6 м/км²; 87,5% структур имеют удельную амплитуду до 3,6 м/км². около 68% — до 2,0 м/км². Абсолютный максимум (33%) дали удельные амплитуды 0,4—1,0 м/км². Среди изученных локальных поднятий преобладают (75—90%) в общем небольшие структуры с шириной 2—8 км, длиной 4—16 км, площадью 10—125 км², с амплитудой до 100 м.

Была сделана попытка оценить форму очертаний локальных структур. Выявилось, что большинство (64%) представляют собой слабо удлиненные купола.

Максимум (27%) падает на удлинение от 1,5 до 2. Брахиантклинали с большей линейностью (от 3 до 5) составили около 19%. Остальные имеют сложные неправильные очертания.

Большое значение имеет сохранение формы структуры в толще чехла — ее сквозность. Анализ этого параметра сделан лишь для юго-восточной части плиты, где изучено около 50 структур; среди них 60% составили сквозные структуры со стабильным структурным планом во всей толще чехла. Структуры, перестроенные в верхнемеловых и палеогеновых отложениях в структурные носы, реже моноклинали, составили 30%. Остальные 10% — структуры, испытавшие разрыв и в связи с ним существенную перестройку. Думается, что их окажется больше. К этому типу отнесена Советская площадь, где имеется несоответствие в структуре надкашайских и подкашайских отложений.

Наряду с пликативными структурами в осадочном чехле плиты достаточно широко развиты дизъюнктивные нарушения. На основе комплексного анализа геолого-геофизических, геохимических, геотермических и ландшафтных данных, осуществленного большим коллективом научно-исследовательских (СНИИГГИМС, ВНИГРИ, НИИГА, ЗапСибНИГНИ, ИГиГ СО АН СССР) и производственных организаций (Главное Тюменское, Новосибирское, Томское и Красноярское геологические

управления) составлена карта дизъюнктивной тектоники Западно-Сибирской плиты (Гурари и др., 1967). На ней выделены следующие группы разрывных нарушений: 1) разрывы в фундаменте, проникающие в чехол: а) секущие всю толщу чехла (сквозные), б) затухающие в нем; 2) разрывы в фундаменте: а) не проникающие в чехол, б) проникновение которых в чехол не установлено; 3) разрывы, предполагаемые по ландшафтным элементам, глубина проникновения которых вниз в чехол неизвестна.

Широкое распространение дизъюнктивов в чехле плиты не вызывает сомнения. Многочисленные разрывы закартированы геологической съемкой на периферии плиты, где хорошо обеспечены мезозойские и палеогеновые отложения. Единичные сбросы уже подсечены бурением во внутренних районах плит. Однако для этой площади большая часть нарушений проводится в известной мере условно, что связано с малыми амплитудами смещения и практически полным отсутствием обнаженности.

Проведенная статистика показала, что разрывы в фундаменте (обе группы) составляют 26% по количеству и 32% по суммарной длине. Разрывы, проникающие в чехол, составили 27% по количеству и 40% суммарной длины. Поверхностные разрывы дают 47% по количеству, но лишь 28% по длине. Протяженность конкретных разрывов меняется от 5 до 450 км. Максимум (29%) падает на нарушения протяженностью от 30 до 60 км. Замечено, что разрывы в фундаменте наиболее протяженные. Максимум частотного графика падает на длины порядка 50—70 км; разрывы в чехле короче, максимум здесь приходится на нарушения протяженностью 30—60 км. Поверхностные разрывы еще короче — большинство их имеет длины 10—30 км. Эта картина хорошо увязывается с представлением о разновозрастности нарушений. Наиболее протяженные — доюрские, самые короткие — альпийские, возможно, даже четвертичные.

Характер и амплитуды перемещения по разрывам в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты к настоящему времени изучены еще слабо. Видимо, в большинстве случаев вертикальные составляющие амплитуд не превышают первых десятков метров, что во многом и обусловило трудности выделения и изучения разрывных нарушений. Обычно максимальная амплитуда фиксируется лишь в нижних горизонтах осадочного чехла. На участках с наиболее контрастными тектоническими движениями (например, Енисейско-Хатангский региональный прогиб) амплитуда перемещений нижних горизонтов осадочного чехла по региональным разрывным нарушениям достигает 200—300 м. Вверх по разрезу она резко уменьшается. Максимальные величины амплитуд региональных разрывов в приповерхностных горизонтах чехла зафиксированы в Приуральской части плиты, где они составляют 20—40 м. Амплитуды изученных бурением и сейсморазведкой локальных разрывов по нижним горизонтам чехла обычно не превышают 80—100 м (Красноярковская площадь на Средне-Васюганском мегавалу и др.).

В ориентировке разрывов отчетливо преобладают две системы: диагональная и ортогональная. В то же время, если ориентировка разрывов в фундаменте и чехле достаточно разнообразна, то поверхностные нарушения дают два резких максимума — наибольший для простираний 50—60° и несколько меньший для 310—330°. Установлено, что простирание 310—340° является характерным для всех групп разрывов, интервал 40—60° типичен для поверхностных и сквозных нарушений. Субмеридиональные простирания (0—20°) присущи древним разрывам фундамента и определенной части сквозных. Это обстоятельство свидетельствует о длительной истории развития разрывов в чехле, об известной преемственности разновозрастных групп. Построение карт плотности дизъюнктивов показало, что нарушения различных групп концентрируются в разных участках плиты. Если максимальная плотность разрывов чехла фиксируется в зоне Колтогорско-Уренгойского (Омского) линеймента и вдоль

бортов плиты, то древние разрывы фундамента образуют несколько зон повышенной плотности, секущих плиту по диагонали. При суммарном анализе в качестве районов, наименее затронутых разрывами, выступает север плиты, субширотная полоса в Обь-Иртышском междуречьи и Приказахстанская зона. Замечена также известная приуроченность участков с аномально высокой плотностью дизъюнктивов к зонам сочленения крупных положительных и отрицательных структур (юго-западная граница Средне-Васюганского мегавала, западная граница Нижне-Вартовского и восточная Сургутского свода и др.), что вполне закономерно и хорошо увязывается с представлением о блоковой природе пликативных структур чехла.

В основу сравнительного анализа истории формирования пликативных положительных структур I и II порядков были положены величины прироста их амплитуд в течение ранней — средней юры, поздней юры — неокома, апт-сеномана и турон-плейстоцена.

В ранне-среднеюрское время Западно-Сибирская плита по характеру роста поднятий I и II порядка может быть разделена на две области: западную и восточную. Граница между ними проходит с юга на север по западным склонам Завьяловского куполовидного поднятия — Сургутского свода — Надымского куполовидного поднятия — Каменномысского вала.

Западная область плиты состоит из трех линейных и параллельных Уралу зон, характеризующихся постепенным уменьшением интенсивности роста поднятий с запада на восток. Восточная область имеет мозаичное строение и состоит из зон с резко различными значениями ΔA и σ_1 *. Границы зон представляют собой ломаные линии преимущественно северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания. Зоны с максимальными значениями ΔA и σ_1 приурочены к северной и юго-восточной частям рассматриваемой области.

В позднеюрско-неокомское время территория плиты может быть разделена на три области: северную, центральную и южную. Для первой из них характерно площадное преобладание зон с высокими значениями ΔA и σ_1 , что свидетельствует о высокой тектонической активности этой части плиты в указанное время. Центральная область плиты имеет существенно меньшую активность, особенно на границе с северной областью. Южная область плиты состоит из двух зон с достаточно высокой активностью роста поднятий I и II порядка. Границы всех охарактеризованных зон и областей представляют собой ломаные линии, составные части которых преимущественно ориентированы в субширотном, северо-восточном и северо-западном направлениях.

В апт-сеноманское время зоны с наибольшими значениями приурочены к северной части плиты. Несколько менее активный рост наблюдался в зоне, охватывающей почти всю южную половину плиты. Между этими зонами располагается субширотный пояс с низким и даже отрицательным значением ($\Delta A = -18$) среднеарифметической величины прироста амплитуд. В целом для апт-сеноманского этапа характерен незначительный прирост амплитуд поднятий I и II порядка. В это время впервые с начала формирования мезозойского чехла появляется зона с отрицательным значением ΔA , приуроченная к северной приуральской части плиты. Следует также отметить, что границы зон наряду с субширотным, северо-восточным и северо-западным простиранием часто имеют и субмеридиональную ориентировку.

В турон-плейстоценовое время зона с наибольшими значениями ΔA пересекает плиту в северо-западном направлении. Эта зона, расширяясь

* ΔA — среднеарифметическая величина прироста амплитуды (в м), σ_1 — среднеквадратическое отклонение (в м).

в осевой части, охватывает значительную площадь северной области плиты. Зоны с относительно высокими значениями ΔA фиксируются на южной окраине плиты.

Несмотря на миграцию участков наиболее активного роста структур выявляется, что северные и юго-восточные районы плиты выступают в качестве наиболее активных. Западная, приуральская часть плиты характерна наименьшей активностью в мезозое — кайнозое. Очень интересна субширотная зона, к которой в современном рельефе приурочены Сибирские увалы. В ее пределах максимальный рост поднятий I и II порядка наблюдался лишь в альпийское время.

Рассматривая историю формирования пликативных положительных структур, следует заметить, что существуют самые различные комбинации в соотношении интенсивности роста крупных поднятий и осложняющих их более мелких. В большинстве случаев прямая связь в характере роста структур разных порядков отсутствует, хотя иногда синхронность наблюдается.

История развития отрицательных пликативных структур нами не рассматривается из-за отсутствия достаточно надежного фактического материала.

По этой же причине не изучена этапность в развитии дизъюнктивных нарушений.

Приведенная характеристика морфологии и истории развития структур осадочного чехла Западно-Сибирской плиты показывает, что в пределах последней в течение почти всего мезозойско-кайнозойского времени на фоне весьма интенсивного погружения (до 3—5 и более км) формировались пологие пликативные структуры различных порядков и дизъюнктивы с незначительной вертикальной амплитудой. В указанный период не происходило существенного изменения структурного плана рассматриваемой территории. Хотя контрастность структур снижается от нижних горизонтов чехла к верхним, сквозность структур достаточно велика.

Подавляющее большинство локальных структур в стратиграфическом диапазоне продуктивности (юра — нижний мел на юге и в центре, юра — нижний мел — низы верхнего мела на севере) сохраняют замкнутый характер. Анализ динамики роста локальных поднятий свидетельствует, что к началу интенсивной миграции в продуктивных толщах флюидов (апт — альб — сеноман) структуры имели уже достаточную контрастность, чтобы служить ловушками и формировать залежи в юрских и нижнемеловых отложениях. Исключением были лишь единичные поднятия типа Ново-Молодежного. Положительным моментом является незначительная, гораздо более слабая, чем в других провинциях, нарушенность структур дизъюнктивами. Поэтому тектонические условия в чехле Западно-Сибирской плиты были весьма благоприятны для возникновения залежей нефти и газа.

Морфология и динамика развития поднятий и особенно локальных структур Западно-Сибирской плиты свидетельствуют об их общности с локальными структурами Скифской плиты, где также преобладают конседиментные структуры, в основном сформировавшиеся в юрско-нижнемеловой этап развития. В то же время имеется значительное отличие от локальных структур Туранской плиты, где преобладающими (более 70%) являются молодые новообразованные поднятия, связанные с альпийским тектогенезом. Таким образом, на более новых и более обширных материалах полностью подтверждается сделанное еще в 1958 г. заключение (Гурари, 1958), что «огражденный» (по терминологии В. Н. Соболевской) характер Западно-Сибирской плиты, отсутствие смежных с ней и синхронных отложениям чехла активных геосинклиналей обусловило крайне простое строение и большое однообразие, монотонность структурных форм чехла, в том числе и локальных. Имеющиеся разли-

чия обычно невелики. Все это значительно упрощает методику выявления и изучения структурных условий чехла Западно-Сибирской плиты, прогнозирование их для районов, еще слабо изученных сейсморазведкой и бурением.

М. Л. ВЕРБА

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА И ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКИЙ ПРОГИБ — РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ЗОНЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В результате геолого-геофизических исследований Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба, предпринятых в последние годы различными организациями, был накоплен материал, указывающий на существование коренных различий в строении этих территорий и сопредельных с ними крупных геоструктур (Н. Н. Ростовцев, 1966; Э. Э. Фотиади, 1967, и др.).

Распространенная точка зрения, согласно которой структуры доюрского фундамента этих регионов представляют собой погребенные продолжения структур Урала, Таймыра, Сибирской платформы и Казахстана, вступает в ряде случаев в противоречие с новыми данными. Так, структуры рифейских, палеозойских и триасовых отложений Турухано-Норильского района прослежены на запад лишь до зоны Большехетского глубинного разлома, а на севере их распространение ограничено Северо-Хараелахским глубинным разломом (Л. Я. Проводников, 1966, и др.). Байкальские сооружения Енисейского кряжа, погружающиеся в северо-западном направлении, прослежены в виде погребенного Келлог-Тулчесского вала только до истоков р. Таз, а далее, по данным И. М. Табацкого и А. Я. Чупахина (1962), они «оборваны» зоной меридионального глубинного разлома, следующего параллельно р. Енисею. Герцинские структуры Урала, согласно представлению Н. Н. Ростовцева и А. А. Трофимука (1963), прослежены на восток под покровом юрско-меловых пород практически только до меридиана нижнего течения р. Оби. Структуры Южного Таймыра также не удается далеко проследить под чехлом мезо- и кайнозойских отложений (В. Э. Волк, 1967; И. С. Грамберг и др., 1965; Ю. Е. Погребницкий, 1965). Эти исследователи отмечают, что такие крупные и древние дизъюнктивные структуры, как Енисей-Таймырский, Обско-Пурский, Уджинский разломы не документируются на погруженных частях Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба.

Существенные различия наблюдаются также и в составе доюрских пород, слагающих основание Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба и выходящих на поверхность на периферии этих структур. Так, известно, что мощность туфолавовых толщ пермо-триаса на Сибирской платформе увеличивается к северу и северо-западу и на краю платформы достигает 2500 м. В этом же направлении расширяется и диапазон траппов по составу: помимо широко распространенных пород основного состава на севере Тунгусской синеклизы встречаются представители почти полного спектра магматических пород от ультраосновных до гранитоидных. К северу также возрастает доля эффузивных пород в туфолавовой толще и, наконец, здесь кроме верхнепермских и нижнетриасовых траппов, известных повсеместно на Тунгусской синеклизе, появляются нижнепермские и среднетриасовые (Я. И. Польшкин, 1958; Д. А. Додин и В. С. Голубков, 1962). Экстраполируя эти тенденции на территорию Енисей-Хатангского прогиба и учитывая распространение траппов на юге Таймыра, можно было бы ожидать наличие мощных толщ разно-

образных по составу вулканогенных пород в разрезе доюрского основания Енисей-Хатангского прогиба. А. А. Межвилк предположил даже, что преобладающая часть всех Таймырских и Тунгусских траппов образовалась из единого тунгусского вулкана, располагавшегося на месте Янгодо-Горбитского поднятия. Однако гравимагнитные данные, обработанные Л. Я. Проводниковым (1966), В. Э. Волком (1967), сейсмические данные Д. Б. Тальвирского (1965) и непосредственно результаты бурения не подтверждают сплошного развития траппов под юрско-меловыми отложениями Енисей-Хатангского прогиба. Этот же вывод сделан Н. Н. Ростовцевым и по всей Западно-Сибирской плите. Анализируя данные бурения в Нижнем и Широтном Приобье, В. С. Бочкарев, П. К. Куликов и Б. С. Погорелов (1968) и В. С. Бочкарев (1968) отмечают две особенности состава доюрских толщ Западной Сибири: отсутствие мощных толщ палеозойских карбонатных пород, широко распространенных в Сибири, на Урале и Таймыре, и наоборот, присутствие широко распространенных порфиров, серпентинитов, гранит-порфиров, гранодиоритов и других магматических пород, среди которых изредка встречаются в единичных скважинах дислоцированные, метаморфизованные и инъецированные интрузиями осадочные породы, преимущественно не древнее каменноугольного возраста.

Имеются также данные, указывающие на специфичность строения земной коры в пределах Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба. Сейсмические данные, полученные И. К. Туезовым (1965), и результаты, достигнутые другими методами Р. М. Деменицкой (1967), А. А. Борисовым (1967) и др., указывают на уменьшение здесь мощности коры на 5—10 км по сравнению с прилегающими регионами. Более того, эти исследователи отмечают и утонение гранитного слоя, мощность которого, например в долине р. Пясины, не превышает 5 км (в районе г. Норильска она составляет 15 км). Весьма показательно и то, что слой осадочных пород с граничной скоростью $v_{гp} = 5,66$ км/сек (данные И. К. Туезова) уменьшается по мощности по направлению к погруженной части Енисей-Хатангского прогиба и в центральной части прогиба не прослеживается вообще. Н. Н. Ростовцев заметил по этому поводу, что «возникновение самой Западно-Сибирской низменности обязано этому резкому различию в строении глубоких недр» (Ростовцев, 1966).

Нужно отметить, наконец, и еще одну особенность фундамента Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба — тепловой режим этих территорий отличается существенно повышенными значениями температурных градиентов. Отмечая это обстоятельство, Г. П. Тамразян (1964) пишет о том, что специфика этих регионов заключается в существовании условий сравнительно легкого «прорыва» глубинного тепла, чем они резко отличаются от всей Восточной Европы и Восточной Сибири.

Естественно, что все эти особенности строения рассматриваемых регионов обуславливают и известную противоречивость палеотектонических реконструкций. Согласно существующим взглядам, на всем обширном пространстве между Уралом и Сибирской платформой с ордовика по триас включительно располагалась стабильная область поднятия, с которой должен был происходить снос обломочного материала в сопредельные зоны аккумуляции (И. С. Грамберг и др., 1965). Присутствие небольшого количества терригенного материала действительно фиксируется в разрезе среднего ордовика, нижнего и среднего девона Турухано-Норильского района, но объем привнесенного материала явно не соответствует размерам этой предполагаемой гигантской области денудации. Соответствие имеет место только в позднем палеозое, хотя размеры области сноса, согласно взглядам исследователей, не только не увеличились, но даже уменьшились. Присутствие изверженных пород в разрезе силура Малохетского района, переотложенных продуктов извержения кислых пород в нижнем карбоне Туруханского района и нали-

чие туфогенных пород в верхнепалеозойских отложениях Малохетского района указывает на то, что вулканическая активность проявлялась в течение достаточно длительного времени. Позднемезозойские пликвативные и дизъюнктивные дислокации на северо-западе Сибирской платформы обладают высокой интенсивностью, возрастающей в северо-западном направлении. Простираение их меняется от меридионального на западе до широтного на севере (рис.) Поскольку эти особенности характерны

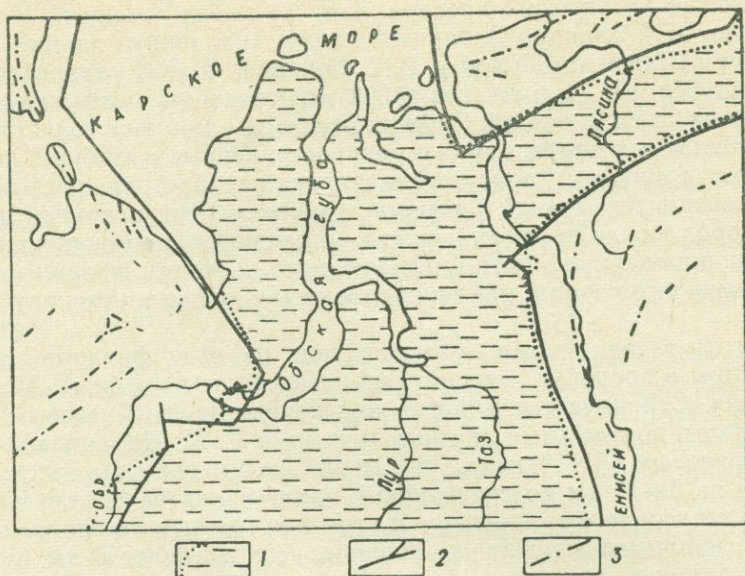


Схема расположения основных разломов, ограничивающих структуры Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба

- 1 — территория распространения мезозойских отложений мощностью 2500 м и более;
2 — основные глубинные разломы; 3 — простираение тектонических структур

обычно для краевых частей платформ, Н. Н. Урванцев (1954, 1958) предположил, что северо-запад Сибирской платформы граничит с огibaющей ее герцинской складчатой областью. Таким образом, палеотектонические реконструкции указывают на то, что в средне-позднепалеозойское время северо-запад Сибирской платформы граничил с весьма активной областью, которая по своей длительно сохраняющейся мобильности не может быть отнесена к числу типично платформенных. Поскольку геофизические данные (Д. В. Левин, С. М. Крюков и др., 1959) не подтвердили существования здесь складчатых сооружений, то вопрос о происхождении складок на северо-западе Сибирской платформы остался открытым, а для объяснения активности территории Западно-Сибирской низменности в позднем палеозое было выдвинуто предположение о существовании здесь области эпиплатформенного орогенеза. Образование такого рода орогенов, или «дейтероорогенов», сопровождается, однако, утолщением земной коры (по В. Е. Хаину, 1968), в то время как в Западной Сибири фиксируется уменьшение ее мощности.

По нашему мнению, особенности строения фундамента этих геоструктур объясняются тем, что они образовались на месте обширных зон растяжения земной коры. Другими словами, Урал, Таймыр и Сибирская платформа в палеозое располагались значительно ближе друг к другу, чем в настоящее время. Совмещение этих региональных блоков земной коры по линиям ограничивающих их глубинных разломов показывает, что контуры блоков совпадают и они могут быть полностью сближены.

При таком совмещении видно, что герцинские сооружения Северного и Полярного Урала — Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра образуют три ветви единой орогенной системы, заключенной между Русской, Сибирской и гипотетической Карской платформами. Очертания последней при такой реконструкции приобретают изометричный вид, более характерный для древних кратонов, нежели тот, что показан на существующих тектонических картах. В качестве единой складчатой области можно рассматривать структуры Тимана и Енисейского кряжа, на сходство которых уже давно обращено внимание (В. А. Дедеев и др., 1962). Области распространения траппов на всех трех регионах (Северный Урал, Южный Таймыр, Сибирская платформа) образуют единое поле, а участки распространения щелочно-ультраосновных пород, а также участки развития малых гранитных интрузий на Таймыре, совмещаются с участками распространения соответствующих пород на севере Сибирской платформы. Особенности тектоники на северо-западе платформы удовлетворительно объясняются близостью Уральской складчатой области. Предлагаемая схема образования Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба позволяет также устранить отмеченную выше противоречивость палеотектонических схем. Реконструкция палеотектонической обстановки, выполненная с этих позиций по материалам Атласа палеогеографических и палеотектонических карт Центральной части Арктики (И. С. Грамберг и др., 1965), показала, что фактический материал не только не противоречит предлагаемой схеме, но в ряде случаев обладает чертами, сходство которых трудно объяснить, исходя из точки зрения о разобщенности этих регионов. Так, в обнажениях нижнего карбона восточного склона Полярного Урала и западного побережья Таймырского полуострова (расстояние между этими пунктами сейчас составляет 750 км, а в раннекаменноугольную эпоху, согласно предлагаемой реконструкции, не превышало 200 км) известны турнейские известняки мощностью соответственно 210 и 200 м и известняки визе с сопоставимой фауной мощностью соответственно 500 и 240 м. В намюрский век в Пай-Хое существовала суша, с которой на восток происходил снос обломочного материала. На востоке Полярного Урала этот материал отлагался в виде толщи конгломератов мощностью около 250 м, а еще далее к востоку формировались пески и глинистые известняки мощностью всего 150 м (намюр Западного Таймыра). Эти совпадения вряд ли следует приписывать простой случайности.

Совместное развитие трех рассматриваемых регионов завершилось в конце палеозоя — начале триаса образованием глубинных разломов — рифтов, следующих вдоль всей юго-восточной границы возникшей сложной области герцинской складчатости. Начавшееся раздвигание гигантской древней платформы сопровождалось интенсивным излиянием основной магмы на поверхность всех трех частей разобщающегося материка. Образование поясов растяжения весьма характерно для фанерозойского этапа развития Лаврогендии и особенно для начала мезозоя (А. Холмс, 1949; В. Б. Нейман, 1962; Ю. М. Шейнманн, 1960 и др.). В. Е. Хаин (1968) пишет при этом, что образование поясов растяжения сопровождается дроблением земной коры, ее утонением, погружением и частичной переработкой. Имеющийся фактический материал, т. е. данные по бурению и сейсмическим работам, обобщенные Н. Н. Ростовцевым (1966), является прямым указанием на то, что на Западно-Сибирской плите нет отложений древнее нижнеюрской заводоуковской или верхнетриасовой челябинской свит. Нижележащие образования — метаморфические и магматические породы, залегающие линзообразно на ба-

зальтовом слое,— можно рассматривать как разобщенные при растяжении реликты сиалической оболочки.*

В заключение надо отметить, что выше были рассмотрены только тектонические аспекты сходства структур обрамления севера Западно-Сибирской плиты. Как указывали А. Вегенер (Vegener, 1924) А. Рэнкорн (Runcorn, 1962, А. Холмс (1949), Дж. В. Керр (Kerr, 1967) и др., для аргументации былого соседства крупных участков земной коры необходимо изучить также: ареалы распространения палеобиозоологических сообществ, палеоклиматическую зональность, данные по палеомагнетизму и т. д. Сознвая, что приведенные соображения являются дискуссионными, автор, тем не менее, считает небесполезным осмысливание уже имеющих данных под новым углом зрения, поскольку позитивное решение поставленной задачи обещает дать немало весьма интересных выводов, в том числе и сугубо практических.

* Представления автора о структуре домезозойского фундамента Западно-Сибирской плиты весьма спорны. Они не подтверждаются данными, обобщенными как Н. Н. Ростовцевым (1966), на работу которого ссылается автор, так и другими исследователями (Э. Э. Фотиади, В. С. Сурковым и пр.). Породы палеозойского, а в отдельных геосинклинальных поднятиях и блоках докембрийского возраста залегают в пределах всего основания плиты, а не отдельными разобщенными линзами на базальтовом слое, как это предполагает автор. Тем не менее, гипотеза образования Западно-Сибирской плиты в результате растяжения и частичного разрыва сиалической оболочки в условиях рифтогенеза, высказываемая рядом исследователей (В. Е. Ханн и др.) и в том числе автором публикуемой статьи, заслуживает дальнейшего обсуждения. *Редакция.*

Е. А. РАДКЕВИЧ

ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ В МЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Тихоокеанский рудный пояс характеризуется широким развитием мезозойских гранитных интрузий. По площадям их распространения и связанным с ними месторождениям оконтуриваются его границы. Еще С. С. Смирнов (1946) отметил зональность в распределении разновозрастных гранитных интрузий, а также закономерное изменение их состава по направлению от периферии к внутренней зоне пояса. В континентальной внешней зоне распространены интрузии мезозойские, во внутренней притихоокеанской зоне — по преимуществу третичные, до неогеновых включительно. Меняется по направлению к Тихоокеанской впадине и состав интрузивных пород: кислые граниты развиты во внешней зоне, сложенной мощной сиалической корой, а гранитоиды повышенной основности — во внутренней зоне, на островных дугах, отличающихся более близким расположением мантийного слоя. Молодые граниты распространены не только в собственно мезозойских складчатых зонах, но и в областях палеозойской складчатости, а также в докембрийских массивах, где они приурочены к региональным разломам.

В зависимости от истории и режима развития, а также от структурного положения гранитоидных интрузий, можно выделить области различных типов.

Моноциклические области: прямолинейные геосинклинальные зоны, ограниченные разломами; дугообразные широкие зоны погружения фундамента, обрамляющие срединные массивы с концентрическим и радиальным расположением интрузивов (Яно-Колымская); обширные области прогибания кристаллических массивов (синеклизы), области блокового строения, активизированные в период мезозойских движений (Пхеннамская синеклиза).

Полициклические области с неоднократно возобновляющимся магматизмом (Забайкальская, Малайская, Южно-Китайская).

Внескладчатые линеаменты: близширотного, внутриазиатского направления (унаследованные); линеаменты близмеридионального, тихоокеанского направления (наложенные вулканогены Чукотско-Катазиатского типа).

Дадим краткую характеристику выделенным типам.

К моноциклическим областям относятся зоны однократного погружения, в которых длительная седиментация не прерывалась общим региональным воздыманием, интенсивной складчатостью и внедрением гранитных интрузий. Гранитный магматизм здесь начинался в период главной складчатости и общей инверсии, в понимании Ю. А. Билибина (1955), и продолжался позднее в связи с развитием разломов, когда возникали главные массы гранитных пород. К этой группе, выде-

ленной в основном по времени проявления гранитных интрузий, мы относим как типичные геосинклинали или ортогеосинклинали (Сихотэ-Алинская), так и геосинклинали особого рода, развивающиеся на платформах (Верхояно-Колымская), и наконец, области длительного погружения платформ типа синеклиз, подчеркивая тем самым независимость характера гранитного магматизма от природы тектонических сооружений.

Сихотэ-Алинская складчатая область, являющаяся характерным представителем прямолинейных геосинклинальных зон, ограниченных разломами, приурочена к системе крупных линейных разломов северо-восточного направления, субпараллельных побережью Тихого океана. Система этих структурных швов определила заложение палеозойского геосинклинального прогиба и его внутренних структурно-формационных зон. Интересно, что структурные швы север-северо-восточного направления здесь располагаются не строго параллельно, а под острым углом, большей частью обращенным к югу, что определяет сужение и выклинивание ограниченных ими структурно-фациальных зон в южном направлении и расширение их к северу. Так, резко сужается главный синклинорий, к которому приурочен Главный оловоносный пояс Сихотэ-Алиня. Своеобразной особенностью складчатых сооружений является диагональная ориентировка складок по отношению к разломам, ограничивающим структурно-фациальные зоны и всю геосинклинальную систему в целом. Вдоль этих же диагональных линий, часто совпадающих с гребнями узких антиклиналей и ориентированных под острым углом к границам структурно-формационных зон, располагаются и цепочки гранитных интрузий (рис. 1). Этот своеобразный план деформаций, подчеркнутый гранитными цепочками, обусловлен, возможно, развитием сколовых диагональных трещин оперенья сдвига Центрального структурного шва.

Такое же несоответствие направления складок и цепочек гранитоидов с контурами самих прогибов устанавливается и западнее — в пределах Горинского синклинория. Область развития мезозойских отложений синклинория здесь отграничена от области развития палеозоя Баджальского антиклинория ломаной ступенчатой линией, образованной сочетанием разломов северо-восточного и близширотного направлений. Складки же и приуроченные к разломам цепочки гранитоидов располагаются диагонально по отношению к границам, отклоняясь к востоку от общего северо-восточного направления прогиба.

Характерной особенностью гранитоидов, приуроченных к главным структурным швам этих двух областей, является проявление гранитоидов, обогащенных глиноземом и особенно — кислых аляскитовых поздних дифференциатов гранитной магмы и субщелочных ее разновидностей, с которыми нередко связана минерализация касситерито- и вольфрамитокварцевой формации, а также проявления редкометального оруденения. В то же время вдоль диагональных цепочек гранитоидов, где обычно наблюдается погружение поверхностей гранитных массивов и иногда развиты гранитоиды повышенной основности, нередко проявлена минерализация касситерито-сульфидной и касситерито-силикатной формаций.

К типу дугообразных зон погружения фундамента, обрамляющих срединные массивы с концентрическим и радиальным расположением интрузивных рядов, относится своеобразная Яно-Колымская область мезозойского периода, которая возникла в результате погружения обширных блоков Сибирской платформы. Контур этой области погружения определялись системой разломов, ограничивающих Колымский срединный массив.

Характерной особенностью области является накопление мощных миеосинклинальных толщ, начиная с раннего палеозоя и кончая юрой.

Главные складчатые деформации, характеризующиеся относительно пологими формами, проявились в позднеюрское время. К этому же периоду относится и начало развития гранитного магматизма.

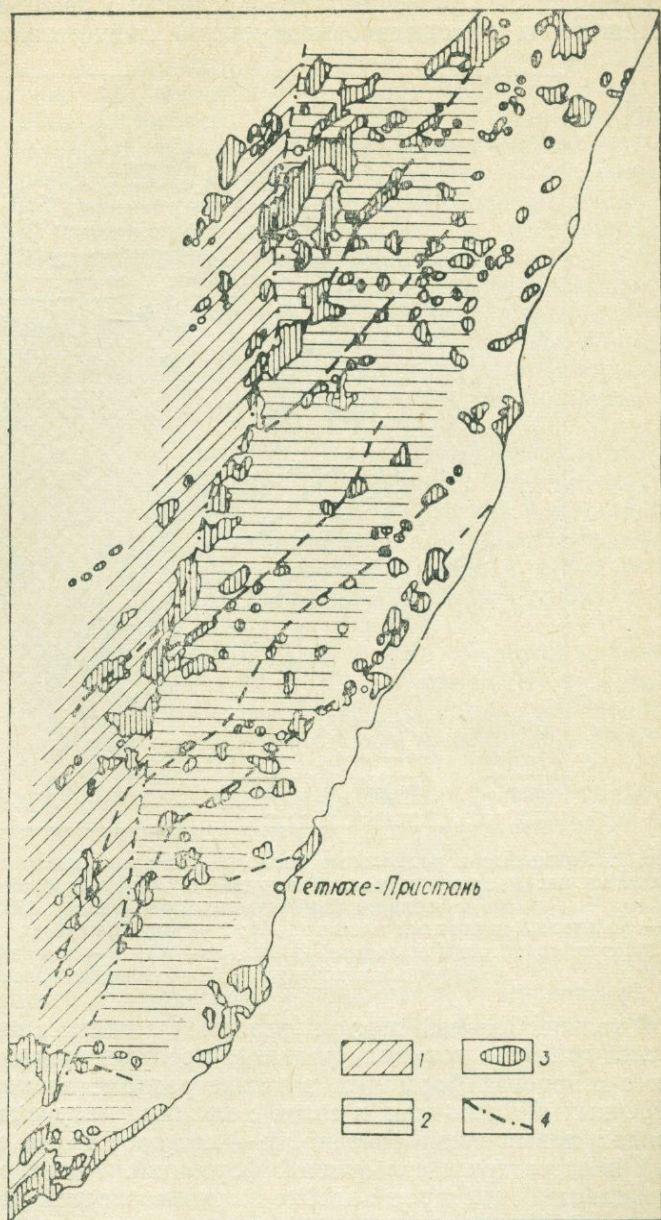


Рис. 1. Диагональные цепочки гранитоидов мезозойской складчатой области Сихотэ-Алиня
 1 — зона Сихотэ-Алинского антиклинория; 2 — зона Сихотэ-Алинского синклинория; 3 — граниты; 4 — центральный структурный шов

Гранитоидные породы проявлены по-разному в разных структурных условиях. В обрамлении Колымского массива они локализованы вдоль региональных разломов и сопряженных с ними горст-антиклинальных поднятий. Здесь развился гигантский пояс массивов так называемых колымских гранитоидов, представляющих, очевидно, крупные дайкообразные тела. В области же главного прогиба проявлены поперечные цепочки мелких интрузивных тел гранитоидов повышенной основности, приуроченные к разломам, ориентированным грубо радиально по отношению к главной кольцевой зоне обрамления Колымского массива (рис. 2, по Матвеевко и Шаталову, 1958).

И колымские гранитоиды, и гранитоиды малых интрузий поперечных цепочек, как сейчас установлено (Ненашев, 1965), развивались длительно и, видимо, параллельно. Характер же минерализации в этих структурах был различен, что обусловлено разным химизмом гранитоидных пород и неодинаковыми условиями их развития. Так, в зоне глав-

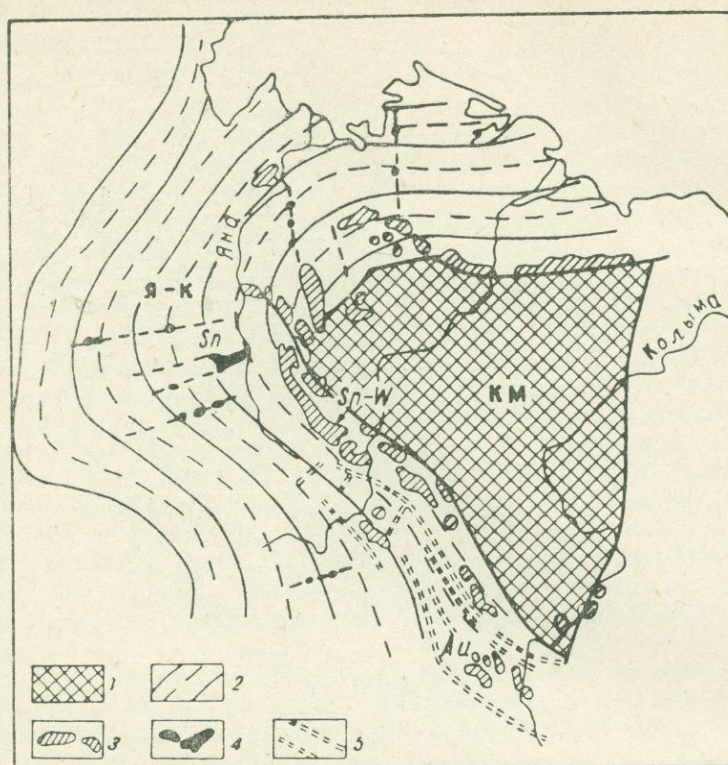


Рис. 2. Кольцевые и радиальные системы разломов, контролирующие распределение гранитоидных массивов и малых интрузий в Яно-Колымской мезозойской складчатой области (по Матвеевко и Шаталову, 1958)

1 — Колымский срединный массив (КМ); 2 — Яно-Колымская зона мезозойдов (Я-К); 3 — колымские гранитоиды кольцевой зоны (Sn—W); 4 — яно-адычанские гранитоиды поперечных цепочек (Sn); 5 — дайковые пояса (Au)

ной кольцеобразной системы разломов в связи с кислыми дифференциатами гранитов получили развитие проявления касситерито- и вольфрамито-кварцевой формации, а также редкометалльные проявления; в поперечных же цепочках в связи с мелкими интрузивными телами гранитоидов повышенной основности — месторождения касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формаций. Таким образом, здесь обнаруживается некоторое подобие закономерностей распределения разных типов гранитоидных интрузий и оловорудных месторождений, уже отмеченных для Сихотэ-Алинской складчатой зоны. Особый тип магмоконтролирующих структур представляют в этой области зоны развития даек, приуроченные к серии крупных разломов, располагающихся к юго-западу от главного Яно-Колымского структурного шва и протягивающихся параллельно ему. С этой зоной развития дайковых пород, образованных в условиях общего растяжения, связано проявление золотоносности.

Тип обширных областей прогибания кристаллических массивов, активизированных в период мезозойских движений, включает уже не собственно геосинклинальные прогибы, а длительно развивавшиеся синеклизы, которые в процессе проявления мезозойских деформаций пре-

терпели тектоническую активизацию. Характерные примеры этого типа областей встречаются в Корее и в некоторых районах Южного Китая. Наибольший интерес представляет Пхеннамская синеклиза Северной Кореи, в пределах которой, начиная с синия и до перми, происходило отложение мощных толщ осадков, залегающих почти согласно. Общая мощность разреза осадочных образований, накопившихся в этой обширной «ванне» погружения, превышает 10 км, и если бы здесь не проявились молодые движения, связанные с дислокациями в соседней области Сихотэ-Алиня и Японии, вероятно, Пхеннамская синеклиза характеризовалась бы обычным платформенным горизонтальным залеганием осадков. Однако в мезозое (от триаса до верхнего мела) здесь интенсивно проявились блоковые дислокации, сопровождавшиеся внедрением гранитоидных интрузий. Нередко интрузивные массивы залегают в ядрах брахиантиклиналей, очевидно, возникших в результате воздымания слоев над активно внедрившимися куполами. Граниты, прорывающие терригенные породы, сопровождаются вольфрамитом-кварцевыми жилами; среди карбонатных пород на контактах с интрузивами локализуются скарны с медным оруденением, а в удалении от них — свинцово-цинковые метасоматические залежи.

Под влиянием интрузий возникли не только складчатые деформации, но и деформации разрывного характера. Вокруг куполов нередко развиты системы трещин, образующих в совокупности как бы кольцевые тектонические зоны. И те, и другие контролируют распределение рудных месторождений, образуя «венцы» вокруг гранитных куполов. Сами же рудные тела нередко приурочены к межпластовым трещинам отслоения в брахиантиклинальных структурах.

Сходного типа деформации отмечаются и в других областях развития эпиплатформенных осадочных чехлов, где гранитные интрузивы локализуются вдоль разломов и в ядрах антиклинальных складок. Очевидно, складчатые деформации, как и внедрение гранитной магмы, тесно сопряжены с разрывами.

Полициклические (полиорогенные) области с неоднократно возобновлявшимся магматизмом в азиатской ветви Тихоокеанского пояса приурочены главным образом к близширотным палеозойским складчатым зонам, оживленным в процессе мезозойских движений. Вдоль этих зон местами неоднократно происходили повторные погружения и проявления гранитного магматизма.

К такому типу областей прежде всего относится территория Забайкалья — область завершённой палеозойской складчатости, вовлеченная в погружение в мезозое — в триасовое (Восточное и Центральное Забайкалье) и в ниже-среднеюрское время (Восточное Забайкалье). Вслед за осушением морских бассейнов здесь повторно проявлялась складчатость, сопровождавшаяся внедрением интрузий. Гранитные массивы нередко локализовались в мезозойских антиклиналях, в некоторых случаях носящих унаследованный характер от более древних структур. Среди молодых толщ гранитные массивы нередко образуют согласно тела, но в то же время тяготеют к региональным разломам, продолжающимся далеко за пределы области мезозойского погружения и проявления мезозойских складчатых деформаций. На продолжении этих разломов в более древних складчатых сооружениях встречаются такого же типа гранитные массивы, сопровождающиеся сходной минерализацией. Таким образом, ясно устанавливается, что локализацию гранитных массивов определяют разрывные нарушения. Облечение же гранитных куполов антиклинальными брахискладками молодых толщ, наблюдаемое и здесь (Ононское месторождение), вероятно, было обусловлено давлением магмы над интрузивами.

Гранитный магматизм в Забайкалье (как и на соседней территории в Монголии) проявлялся длительно и более или менее одновременно

в различных структурно-фациальных зонах. И если ранее пытались объяснить возникновение различных рудных поясов Забайкалья — золото-молибденового северо-западного, олово-вольфрамового центрального и свинцово-цинкового юго-восточного — различным временем проявления магматических пород, то последние геохронологические исследования доказали более или менее параллельное развитие магматических пород в этих трех поясах. Было установлено, что интрузивная деятельность в одних и тех же участках повторялась неоднократно. Как указывают П. В. Комаров и Г. Н. Комарова (1965), для Кличкинского рудного узла доказано существование гранитов с возрастом 270, 220, 156, 140 и 128 млн. лет, причем первые две группы сопровождаются скарнированием, третья — образованием грейзенов, пятая (представленная диоритами) — образованием полиметаллических месторождений; еще более поздними являются флюоритовые месторождения возраста 120 млн. лет.

Неоднократно проявлялся магматизм и в центральной олово-вольфрамовом поясе, где известны рудоносные граниты позднепалеозойского, триасового, среднеюрского и преобладающего позднеюрского-раннемелового возраста. Повторно возникали месторождения и в золото-молибденовом поясе (Балейский район).

Таким образом, иногда устанавливается многократное повторение гранитного магматизма и определенная «унаследованность» металлогении, характер которой сохраняется в различные магматические циклы, что, видимо, обусловлено особенностями геологического строения земной коры (а может быть, и мантии) этих различных структурно-фациальных зон. Как и во многих других рудных провинциях, олово и вольфрам локализируются в зоне главного миогеосинклинального прогиба, характеризующегося развитием кислых гранитов; свинец и цинк — в зоне периферического поднятия, сложенного известняками, где проявлены малые интрузии повышенной основности; золото и молибден — в области проявления вулканитов и гранитоидов повышенной основности, тяготеющих к системе крупного Монголо-Охотского разлома. Последний протягивается далеко к северо-востоку, отмечая собой грандиозный лимит, на характеристике которого мы остановимся далее. Интересно, что наиболее продуктивными являются поздние гранитоиды, что может быть объяснено перегруппировкой рудного материала и регенерацией древних месторождений.

Другим примером полициклической территории, как показывают последние данные, является Малайская оловоносная провинция, приуроченная к длительно развивавшейся геосинклинальной области. Как отмечает К. Ф. Хоскинг (Hosking, 1969), здесь еще в докембрии существовала геосинклиналь, обрамлявшая Гондванский массив. Затем длительно развивалась геосинклинальная область, заложенная в кембрии и замкнувшаяся в раннем карбоне. Новое погружение охватывало пермо-триасовое время. Каждая эпоха воздымания сопровождалась внедрением гранитных пород — докембрийских (?), раннемеловых, поздне-меловых — третичных (Barton, 1969). При этом в связи с кислыми производными гранитных интрузий неоднократно проявлялась оловянная минерализация. Повторные внедрения гранитов на территории Малазии происходили вдоль длительно существовавших разломов, протягивавшихся по западной и восточной окраинам Малакского полуострова. Характерно, что олово и здесь преимущественно находится в миогеосинклинальных зонах с характерными для них кислыми гранитами, а золото — в эвгеосинклинальной зоне, характеризующейся развитием диоритов.

К полициклическим областям можно отнести и рудоносные территории Южного Китая, где раннепалеозойский этап геосинклинального развития завершился до девона. Эта область каледонид местами претерпела повторные погружения с отложением позднедевонских карбонатных

толщ, формировавшихся в обширных наложенных прогибах, но лишь много позднее проявился здесь гранитный магматизм и связанная с ним разнообразная минерализация. Наиболее широко развиты граниты юрского, менее — триасового возраста, приуроченные к различно ориентированным разломам, внедрение которых обусловило образование складок, облекающих гранитные ядра. Наряду с триасовыми гранитами проявлены позднемеловые, тоже оловоносные, которые наиболее развиты на юго-западе в пределах оловорудного района Гедзю в провинции Кунмин. Отсюда оловоносный пояс распространяется к югу на территорию Вьетнама, где также проявлены многоэтапные оловоносные интрузии позднепалеозойского триасового и позднемелового возраста. В полициклических областях особенно отчетливо проявлена унаследованность минерализации: зоны палеозойских эвгеосинклиналей с золоторудными месторождениями и на мезозойском этапе активизации сохраняют «золотой профиль», палеозойские миогеосинклинали с оловом и вольфрамом характеризуются проявлением этих же металлов и в связи с мезозойскими интрузиями. Не исключена регенерация оруденения при наложении магматических образований поздних эпох или повторное заимствование металлов из вмещающих пород.

Внескладчатые линеаменты. Значительное влияние на распределение магматических пород оказывают также линеаменты близширотного внутриазиатского направления, представляющие большей частью обновленные разломы палеозойских и более древних складчатых зон, а иногда и образованные в результате молодых дислокаций.

Наиболее характерным и протяженным линеаментом является Монголо-Охотский, представляющий сложную систему крупных разрывов по окраинам протерозойской и палеозойской складчатых зон, обрамляющих Алданский щит. Своеобразной является система разломов, непосредственно ограничивающая названный щит. Здесь к главному разлому (гигантскому сдвигу) под острым углом причленяются разрывные нарушения, образующие, очевидно, систему трещин оперения (рис. 3).

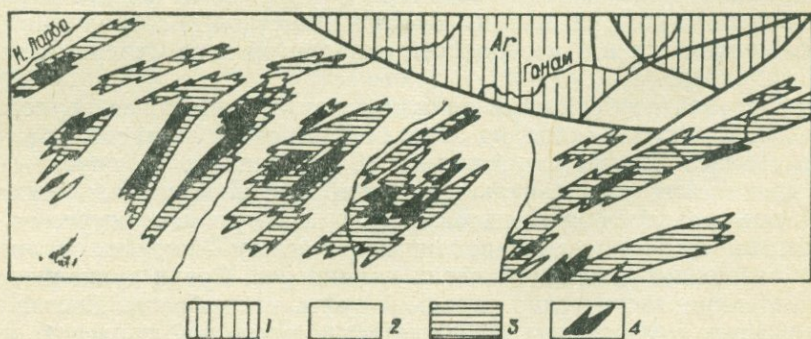


Рис. 3. Диагональное расположение зон сгущения даек южнее Станового разлома (по Гурову и Гуровой, 1966)

1 — Алданский щит; 2 — зона протерозоид; 3 — зоны даек; 4 — участки наибольшего сгущения даек

Вдоль этих многочисленных сближенных трещин широко развиты разновременные дайки порфировых пород мезозойского возраста. Они образуют серии, свиты и пояса. Суммарная мощность даек на участках максимального их сгущения намного больше мощности разделяющих пластин вмещающих пород, т. е. коэффициент расширения достигает 90%. В целом же вдоль пояса длиной более 300 км этот коэффициент, по расчетам Е. П. Гуровой и Е. П. Гурова (1966), составляет не менее 9%. Очевидно, интенсивное объемное расширение в полосе, прилегающей к линеаменту, оказало влияние на возникновение очагов плавления

на значительной глубине, из которых неоднократно поступала магма. Эти пояса развития даек отмечены и проявлением золотоносности.

Некоторое сходство со Становым дайковым поясом обнаруживает уже упомянутый Южно-Колымский, сопровождающийся значительными концентрациями золота.

Южнее Главного Станового разлома протягивается своеобразная зона развития мезозойских гранитоидов, называемых Л. И. Красным телеорогенными, а Т. В. Молчановой (1964) — внеорогенными.

Эти гранитоидные интрузии, часто представляющие пологие межслойные тела, имеют в плане неправильную амебовидную форму. Они, очевидно, возникли за счет глубинных очагов плавления, развивавшихся, возможно, в процессе сводового воздымания Становой зоны в мезозойское время.

К системе близширотных разломов — к ее южным составляющим — приурочены и пояса мезозойских вулканитов, развивавшихся в грабен-синклиналях также на фоне сводовых поднятий. В бортах этих структур вдоль ограничивающих разрывов локализуются мелкие интрузивы мезозойских гранитоидов повышенной основности, местами сопровождающиеся золотом.

Зоны вулканитов, приуроченные к обновленным разломам, известны и в пределах активизированной китайской платформы. К ним, в частности, относится полоса развития вулканических пород и мезозойских интрузивов, протягивающаяся севернее Пекина, к которой приурочены проявления вольфрама и молибдена.

Вариант наложенной зоны погружения, но выполненной морскими триасовыми отложениями, представляет грабен Янцзы. В его пределах вдоль разломов внедрились гранитоидные интрузии мезозойского возраста, сопровождаемые железорудными, меднорудными и другими скарнами.

К типу линеаментов близмеридионального, тихоокеанского направления (Чукотско-Катазиатский) относится гигантский притихоокеанский вулканический пояс, протягивающийся с перерывами в виде разобщенных звеньев и кулис на десятки тысяч километров по обрамлению Азиатского континента и в мезозойской складчатой зоне Северо-Американских Кордильер.

Характерной особенностью западной ветви этого пояса является наложенный характер — лишь на отдельных отрезках он располагается согласно с мезозойскими складчатыми сооружениями, на других — сечет более древние структуры, включая докембрийские кристаллические массивы. Зоны развития вулканитов имеют сложную конфигурацию с ответвлениями по разноориентированным разломам. Мощность вулканических образований достигает многих километров. Среди вулканитов преобладают пирокластические породы — туфы, игнимбриты. Состав их по преимуществу (Фаворская, 1968) кислый, часто наблюдается определенная эволюция магматизма от среднего в нижних частях разреза до кислого — в верхних (Устиев, 1959; Молчанова, Нагибина, Устиев, 1968). Эта закономерность нередко осложняется чередованием кислых и средних вулканитов, что, очевидно, обусловлено поступлением магмы из разноглубинных источников (Баскина, 1965). Возраст вулканитов по простираанию пояса меняется. Так, на севере (в Магаданской области) наиболее ранними являются вулканиты среднего состава юрского возраста, максимум кислого вулканизма падает на нижний мел — верхний мел, а завершается процесс развития этой вулканической полосы формированием палеогеновых платобазальтов. На юге (в Сихотэ-Алине) наблюдается та же последовательная смена вулканических образований, но начало вулканизма относится к верхнему мелу, а завершающие вулканические процессы платобазальты формируются в плиоцене.

Генезис подобных протяженных вулканических поясов является загадкой. Если предполагать, что источник магмы находится в пределах сиалической коры, то это можно объяснить только существованием горизонтально вытянутой протяженной зоны плавления, которая могла бы возникнуть на пересечении полого падающих под континент надвигов с крутыми разрывами. Интересно, что на петрохимические особенности молодых вулканитов оказывает влияние и соотношение их поясов с более древними структурными элементами. Так, в поясе Сихотэ-Алинских вулканитов отмечается резкое изменение состава — преобладание основных и средних пород над продолжением Монголо-Охотского широтного линеамента. Соответственно здесь получает развитие золото, столь типичное для Монголо-Охотской зоны.

В структурном отношении полосы вулканитов представляют собой прогибы, возникшие в результате выброса большого объема вулканического материала из глубин, последовавшего за этим погружения и проседания блоков земной коры, которое компенсировалось накоплением мощных, главным образом, пирокластических толщ. Дислокации вулканитов своеобразны. Они смяты в пологие брахискладки, причем интенсивность складчатых деформаций увеличивается близ разломов. Пояса наложенных вулканитов характеризуются проявлением складчатости, даже там, где они располагаются западной области притихоокеанских мезозойд (Хинган).

В тесной связи с вулканитами находятся гранитные интрузии, которые местами образуются с ними синхронно или разделяют своим внедрением разновозрастные покровы. С производными гранитоидов повышенной основности чаще связано золото, с кислыми же гранитами — олово, а местами свинец и цинк.

Аналогичные вулканические пояса протягиваются на десятки тысяч километров и в пределах северо-американского звена Тихоокеанского пояса, где возраст их датируется от верхнего мела до миоцена. Более молодой вулканический пояс приурочен к дугообразному изгибу палеозойской складчатой зоны Анд в Боливийской оловорудной провинции.

Вулканиты внутренней зоны Тихоокеанского пояса также налагались в большинстве случаев на древние складчатые сооружения. Именно такой характер имеет пояс верхнемеловых кислых вулканитов Японии, в общем сходный с Сихотэ-Алинским. Проявляясь в блоке сиалической коры значительной мощности, этот пояс характеризуется развитием кислых лав и туфов, а также кислых гранитных интрузий, сопровождаемых олово-вольфрамовой и молибденовой минерализацией. Таким образом, в блоках древней консолидации и в пределах внутренней зоны проявлены кислые вулканиты. Более поздние вулканические образования третичного возраста, до миоценовых включительно, относятся уже к производным средних магм, по преимуществу андезитового состава. Они связаны, видимо, с более глубокими источниками и продолжаются из блоков древней консолидации в участки, сложенные маломощной гранитной корой. Так, полоса молодых вулканитов тянется на северо-восток вдоль Курильской островной гряды, другая же ее ветвь — на север и находит продолжение в северном Сихотэ-Алине, где вулканиты налагаются на мезозойские структуры. С этими вулканитами повышенной основности связаны проявления золота и полиметаллические месторождения типа Куроко, образованные из растворов, поступивших от вулканических аппаратов, гипабиссальных массивов или глубинных магматических камер.

Самые поздние вулканические образования — четвертичные базальты и ассоциирующие с ними андезито-базальты, андезиты и дациты являются производными глубинных очагов, а иногда и промежуточных малоглубинных камер (вулкан Авачинский). Тектонические линии, к которым приурочены эти самые молодые вулканические образования, ино-

гда являются унаследованными и подчеркивают продолжение некоторых поперечных структур континентальной части Азии. Другие же находят продолжение в разломах океанического блока. Такова Бонинская зона, продолжающая направление разлома Фосса Магна в Японии. Продолжение на континентах отмечается и у современной активной Алеутской вулканической дуги. Оно трассируется на Аляске цепочкой верхнемеловых гранитных интрузий, указывающих на относительно древнее заложение этих ныне активных разрывов.

Намечающиеся по разломам связи океанического и континентального блоков, подчеркнутые в континентальных сооружениях цепочками гранитоидных пород как будто свидетельствуют против сколько-нибудь значительных масштабов дрейфа континентальных масс, во всяком случае, в этой части Тихоокеанского пояса.

Как следует из сказанного, мезозойские интрузии в своем распределении подчиняются прежде всего региональным разрывным нарушениям. Сходство гранитных пород, проявленных в различных типах структур — в геосинклинальных складчатых областях, в активизированных платформенных сооружениях, в наложенных вулканических поясах показывают, что отнюдь не принадлежность к определенным этапам складчатости определяет тип гранитных пород и их металлогенические особенности. Проявляясь иногда одновременно со складчатостью, а чаще после нее, гранитные интрузивы нередко сами играют важную роль в осложнении складчатых структур. Совмещение в пространстве разновозрастных гранитных интрузивов говорит о существовании ослабленных доступных для магмы участков и путей, которые открывались в различные эпохи складчатости, а может быть, и о длительном существовании глубоких магматических бассейнов. Общей характерной особенностью условий локализации гранитоидных пород является приуроченность их к разломам, а также к блокам воздымания.

Как было отмечено в предыдущей работе (Радкевич, Чеботарев, Усенко, 1965), внедрение гранитных интрузивов часто отстает, по крайней мере, на одну эпоху от завершения складчатости и проявляется в связи со складчатыми деформациями, протекающими в соседних зонах. Однако нельзя не отметить и повсеместное независимое от местных складчатых деформаций планетарное проявление некоторых циклов гранитного магматизма и минерализации. Это подчеркнул для верхнемеловых магматических и рудных образований И. Н. Томсон (1969).

Отмечая важную роль активизации древних структур в размещении молодых интрузий и месторождений, нельзя не подчеркнуть «устойчивость» петрохимических и металлогенических особенностей территорий, определенных изначальным типом их развития. Так, в эвгеосинклиналях и на ранних этапах, и в процессе их активизации проявляются гранитоиды повышенной основности, сопровождаемые золотом и медью, а в миогеосинклиналях — кислые оловоносные и вольфрамоносные граниты.

Таким образом, изучение магматизма и особенно металлогении дает косвенные указания, позволяющие судить о различии глубинного строения земной коры и, может быть, мантии. Это находит отражение в петрохимических особенностях самих интрузивов, а также в «унаследованном» характере металлогении различных зон и даже отдельных блоков. Подобная «унаследованность» геохимического профиля отчасти может объясняться и процессами регенерации рудного вещества.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Мезозойский тектогенез в виде принципиально различных вещественно-структурных проявлений широко охватил Азиатский континент. С одной стороны, это структуры геосинклинального типа развития, а с другой — тектоно-магматической (орогенной) активизации континентальной земной коры. Орогенная активизация не связана с развитием каких-либо геосинклинальных областей, а представляет собой пример внегеосинклинального развития структур, магматизма и металлогении. Палеотектонический анализ территории Восточной Сибири позволил авторам выделить три структурно-формационные зоны (Западно-Забайкальскую, Даурско-Становую и Восточно-Забайкальскую), которые в мезозое развивались хотя и одновременно, но каждая по своему плану, со своей спецификой накопления осадочных толщ и проявления магматических комплексов. Выделяемые структурно-формационные зоны мезозойской орогенной активизации накладываются на разные домезозойские структурные элементы. Так, Западно-Забайкальская располагается в пределах складчатых каледонид, геосинклинальный цикл развития которых, включая и завершающую орогенную стадию, закончился в первой половине кембрия. Поэтому совершенно бесспорно, что столь продолжительный перерыв, охватывающий почти всю палеозойскую эру, в течение которой этот регион существовал как консолидированная область завершённой складчатости, указывает на независимость мезозойского тектогенеза по отношению к предыдущему. Следующая, Даурско-Становая зона, развивается на фундаменте, сложенном герцинскими (Монголо-Охотский пояс), раннекаледонскими и байкальскими структурами, а Восточно-Забайкальская — на фундаменте герцинид. Следовательно, в этих зонах, так же как и в Западно-Забайкальской, намечается крупный перерыв между фундаментом и структурным этажом орогенной активизации. Этот перерыв менее отчетливо проявлен лишь в области Монголо-Охотского пояса, однако и здесь главные орогенные движения, сопровождавшиеся региональными поднятиями и внедрением крупных масс гранитоидов, приходятся на средний и поздний карбон. В ранней перми произошли локальные опускания, трансгрессия моря внутриконтинентального типа и накопление во внутренних прогибах терригенных отложений. К началу поздней перми герцинская область вступает в завершающий этап, отложения были дислоцированы и прорваны гранитами. Поэтому поздняя пермь, а в Центральном и Восточном Забайкалье, возможно, и ранний триас, являются тем рубежом, который отделял новый мезозойский тектогенез от закончивших свое развитие герцинид.

Область мезозойской орогенной активизации отделялась от Сибирской платформы среднегорной страной, располагавшейся на территории современной Байкальской горной области, в пределах которой, очевидно, не было ни осадконакопления, ни проявлений магматической деятельности. Далее к юго-востоку она переходила в горно-вулканическую страну, которую мы называем собственно Западно-Забайкальской зоной* орогенной активизации. В ранне-среднетриасовое время здесь происходила интенсивная вулканическая деятельность с энергичными дифференцированными движениями отдельных блоков фундамента. Кислый

* Эта же область рассматривалась Ю. В. Комаровым и П. М. Хреновым (1963, 1964) как Западно-Забайкальская эпигональ, или Западно-Забайкальский вулcano-плутонический пояс (Хренов и др., 1966).

состав вулканических продуктов с преобладанием пирокластов указывает на наличие здесь мощных вулканов центрального типа, активная деятельность которых привела к созданию горно-вулканического рельефа. Мощность вулканогенных отложений была непостоянная, достигая местами максимальных значений 6 000—7 000 м. В среднем триасе здесь происходит внедрение гранитоидов, массивы которых имеют небольшие размеры, и лишь наиболее крупные достигают 200—300 км². Магматическая деятельность в Западно-Забайкальской зоне привела к образованию следующих магматических формаций: андезит-липарит-гранофировой (Р₂—Т₂), габбро-диорит-гранитной (Т₂), субщелочной вулканоплутонической «пестрого» состава (Т₂₋₃).

В поздне триасовое — раннеюрское время в южной части Западного Забайкалья закладываются два довольно крупных компенсационных прогиба. Они заполнялись лавами боргойской трахибазальтовой формации, мощность которой определяется в 2 000 м. В среднем и позднем лейасе вся область была охвачена интенсивными орогеническими движениями, сопровождавшимися внедрением многочисленных интрузий щелочной гранитоидной формации. Размеры интрузий весьма различны — от мелких однофазных плутонов площадью в несколько квадратных километров до многофазных площадью до 700 км².

В лейасе и доггере колебательные движения распространяются на краевые части Сибирской платформы — Алданский щит и юго-западную часть Иркутского амфитеатра. Происходит формирование прогибов по южному краю Алданского щита (Чульманский и др. прогибы.). Общая мощность терригенных накоплений в прогибах превышает 1 000 м. В Западно-Забайкальской зоне в это время происходит структурная перестройка, и орогенное воздымание сменяется формированием поздне мезозойских межгорных прогибов, в которых накапливались грубообломочные отложения и изливались трахибазальты, а также их дифференциаты в виде трахиандезитов, трахитов, комендитов, объединяемых в среднеюрскую трахибазальтовую формацию (субформация дифференцированных трахибазальтов).

Намечающиеся различия между Западным Забайкальем, южной частью Алданского щита и Иркутским амфитеатром в морфологии среднеюрских прогибов и их выполнении, возможно, связаны с различием в строении их фундамента. В пределах краевых частей древней Сибирской платформы движения не столь резко дифференцированы, здесь не возникает горной страны, а образующиеся прогибы представляют широкие асимметричные пологие мульды, являющиеся как бы компенсационными прогибами соседней орогенной области.

В поздней юре и раннем мелу наблюдается дальнейшая тенденция к резкому усилению впадинообразования, количество впадин увеличивается, наблюдается пространственное смещение их относительно среднеюрских. Осадки, выполняющие верхнеюрские и нижнемеловые впадины относятся к типу угленосных моласс; местами имели место изливания недифференцированных трахибазальтов (верхнемезозойская трахибазальтовая формация). В это же время активизируются поперечные северо-западные структуры, представленные, по-видимому, зонами скрытых разломов фундамента, которые в верхнем структурном этаже проявляются зонами повышенной региональной трещиноватости, расщепления, а в некоторых случаях и разломами. К этим зонам в Западном Забайкалье тяготеют небольшие интрузии гуджирской формации руденосных гранитов, располагающиеся в удалении от верхнеюрских впадин и представленные мелкими телами лейкократовых и биотитовых гранитов.

Мезозойский тектогенез охватил не только Западное, но распространился на Центральное, Северо-Восточное и Восточное Забайкалье, причем движения здесь начались несколько позже, чем в Западном Забай-

калье и привели к образованию Даурско-Становой зоны устойчивого орогенного воздымания и Восточно-Забайкальского прогиба, куда в виде узкого пролива проникало внутриконтинентальное море. В области орогенного воздымания в триасе происходило внедрение крупных интрузий гранодиорит-тонолитовой формации, в образовании которых заметную роль играли процессы гранитизации. Лишь на границе с ранней юрой в Центральном Забайкалье фиксируется перерыв и образование коры выветривания. Возобновление в лейасе дифференцированных движений способствовало образованию дацит-плагиогранитной вулканоплутонической формации, вулканогенный комплекс которой формировался в приразломных прогибах, а внедрение интрузивных образований сопровождало воздымающиеся блоки. Постоянное превалирование движений, имевших положительный знак, привело к более определенному структурному оформлению Центрального Забайкалья, которое соединяется со Становой зоной в единое устойчивое Даурско-Становое сводовое поднятие.

В среднеюрское время в Даурско-Становом поднятии сохранялись устойчивые тенденции воздымания с дифференцированными перемещениями. Происходило внедрение интрузий плагиогранит-гранитной формации в Центральном Забайкалье и гранодиорит-гранитной вулканоплутонической формации в Северо-Восточном. В поздней юре решающую роль играли блоковые перемещения по разломам, сопровождавшиеся извержением вулканического материала, при этом отмечается изменение состава магматических формаций по простиранию зоны, в Центральном Забайкалье образуется андезит-дацитовая вулканоплутоническая формация (J_{2-3}), а в Северо-Восточном Забайкалье — трахилипарит-щелочогранитная вулканоплутоническая (J_3-C_{T1}).

В Становой области позднеюрско-раннемеловой магматизм проявился особенно широко. Он начался с излияния лав андезитового и дацитового состава, затем происходило внедрение многофазного интрузивного комплекса, представленного умеренно кислыми гранитоидами, слагающими крупные по площади массивы (2000—5000 км²). Закончился этот этап магматизма многочисленными мелкими телами гранодиоритпорфиров. Далее к востоку и юго-востоку первые фазы этого комплекса представлены породами основного и среднего состава.

Несколько иной путь развития в мезозое проходило Восточное Забайкалье. Здесь, по-видимому, в среднем триасе закладывается Восточно-Забайкальский морской внутриконтинентальный прогиб, где накапливались терригенные породы, мощность которых в западной части Агинского поля достигает 5000 м. Прогиб продолжал существовать и в позднем триасе, и лишь к концу триаса происходит его замыкание и наступает перерыв в осадконакоплении. Этот перерыв длился весь ранний лейас, и только в среднем лейасе вновь наблюдается трансгрессия моря. В некоторых зонах, преимущественно в центральной части Восточного Забайкалья отлагаются осадки морских фаций мощностью 700—4500 м (Мушников, Анашкина, Олексив, 1966). В среднеюрское время прогиб продолжал существовать, хотя контуры его претерпели изменения. В нем происходило образование прибрежно-континентальной (конгломератовой) и песчано-сланцевой формаций, мощность которых 500—4000 м. В целом же осадочные формации Восточного Забайкалья триасового, ранне- и среднеюрского возраста, формировавшиеся в условиях узкого морского залива, относятся к прибрежно-континентальной группе и могут быть классифицированы как молассы. Таким образом, мезозойский тектонический цикл Восточного Забайкалья отчасти напоминает завершающую стадию геосинклинального цикла, в котором отсутствовали типичные геосинклинальные осадки.

В позднеюрское время на смену прогибанию и накоплению морских грубообломочных осадков приходит воздымание, блоковые подвижки с

внедрением гранитоидов и излиянием эффузивов. Этими положительными движениями были охвачены не только Центральный и Восточно-Забайкальский прогиб, но и окружающие его поднятия (Пришилкинское, Газимурское, Приаргунское) и, по-видимому, только Агинское после продолжало существовать как более жесткая и устойчивая структура. Становление верхнеюрских магматических пород, по Р. В. Лесняку (1966), представляет единый процесс, разделенный по составу продуктов и времени внедрения на три фазы. Иного мнения придерживаются Н. В. Шталь и др. (1968), которые выделяют здесь магматические формации двух генетических рядов (базальтовый и гранитный), связанных с различными источниками магмы. Мезозойские магматические образования объединяются ими в следующий формационный ряд: а) формация шовных гранитов, б) трахиандезит-базальт-трахилипаритовая, в) габбро-монзонит-гранодиоритовая гибридная, д) гранит-липаритовая и з) базальт-андезит-базальтовая субщелочная.

В раннем мелу в Забайкалье заканчивается мезозойский тектогенез. Все три обособившиеся ранее структурные зоны Забайкалья (Западно-Забайкальская, Даурско-Становая и Восточно-Забайкальская) продолжали сохранять свое структурное значение и морфологическое выражение. Однако во всех трех зонах (в Даурско-Становой несколько меньше, чем в соседних) происходит оформление однотипных пологих межгорных прогибов, которые выполнялись угленосной молассой, переслаивающейся с трахибазальтовыми излияниями. В Западном Забайкалье это гусиноозерская угленосная серия и верхнемезозойская трахибазальтовая формация, в Восточном Забайкалье — тургинская угленосная свита и базальт-андезит-базальтовая субщелочная.

Приведенный краткий обзор развития структур мезозойской орогенной активизации Восточной Сибири, прежде всего, показывает иную направленность тектонического процесса при орогенной активизации по сравнению с геосинклинальным процессом. Последнее и ведет к иной последовательности событий, образованию других рядов магматических и осадочных формаций. Орогенная активизация, в противоположность геосинклинальному процессу, начинается с орогенного воздымания (Западное Забайкалье, Даурско-Становая зона) или с редуцированного прогибания, которое сопровождается осадконакоплением, напомиающим позднюю молассу геосинклинальных зон. Орогенная активизация уже на первом этапе сопровождается кислым магматизмом в интрузивной и эффузивной фациях, широким проявлением вулканоплутонических ассоциаций. Интрузивный магматизм, как правило, представлен близповерхностными перемещенными телами. Таким образом, формационный ряд мезозойского магматизма начинается с гранитоидных формаций и заканчивается базальтовыми или трахибазальтовыми. В целом же магматизм чрезвычайно пестр как в формационном отношении, так и по составу отдельных его членов.

Все три структурные зоны Забайкалья — Западное Забайкалье, Даурско-Становая и Восточное Забайкалье — являются автономными по отношению друг к другу. Даурско-Становая зона устойчивого поднятия в течение всего мезозойского тектогенеза испытывала только восходящие движения. Она разделяла две асинхронно развивавшиеся области: Западное и Восточное Забайкалье, направленность движений в которых, их интенсивное проявление, изменение знака главных движений, фазы магматизма и осадконакопления не совпадают во времени, в связи с чем между ними трудно установить какие-либо прямые корреляционные признаки. Поэтому вряд ли есть основания утверждать, например, что мезозойская орогенная активизация Западного Забайкалья или Даурско-Становой зоны есть отражение более активного развития Восточного Забайкалья. Несомненно, что они являются следствием более общей для всех зон причины, которой, по-видимому, являлась активная

жизнь крупной планетарной структуры — Тихоокеанского подвижного пояса, состоявшего из отдельных областей и зон, обладавших различными типами структурного развития. В одних проявлялся геосинклинальный цикл, в других — цикл орогенной активизации. При этом геосинклинальные зоны тяготеют к внутренней части пояса, тогда как области орогенной активизации — к внешней.

Структурно-тектонические особенности развития Забайкалья в мезозое обусловили весьма специфические черты их металлогении, при этом выделенные нами структурно-формационные зоны в общих чертах согласуются с поясовым распределением месторождений. Это обстоятельство, безусловно, является ключевым в решении проблем металлогении Забайкалья, в частности, причин возникновения поясов С. С. Смирнова и наличия резко выраженных эпох рудогенеза. Вместе с тем, представляет несомненный интерес морфология, строение и механизм формирования гранитных массивов, с которыми в конкретных геологических условиях данной рудной провинции связано соответствующее гидротермальное оруденение.

Как показывает опыт изучения целого ряда рудных полей Забайкалья, рудоносные интрузивы резко вытянуты в вертикальном направлении, имеют небольшое поперечное сечение (обычно не более нескольких км²) и по своей природе представляют инъекции расплава в верхние горизонты из крупных и более глубинных магматических камер. Расплав поднимался по тектоническим трещинам, приуроченность к которым можно рассматривать как закономерность, фиксируемую практически на каждом месторождении. Геологические наблюдения позволяют нам в самых общих чертах представить условия становления этих интрузивов. Так, по мнению большинства исследователей (Смирнов, 1944; Вольфсон, Дружинин, Свирский, 1968, и др.), эндогенные месторождения Забайкалья формировались на глубине 1—2,5 км от поверхности Земли. Даже принимая наличие весьма значительного геотермического градиента (порядка 1°С/10 м), температура здесь не должна превышать 250°С, что подтверждается отсутствием метаморфизма вмещающих пород. Отмечающиеся приконтактные изменения обычно слабы и нередко их мощность измеряется несколькими сантиметрами. Это обстоятельство указывает на ограниченность температурных полей таких интрузивов, количество тепла которых, очевидно, соответствует одноактному внедрению расплава. Поскольку эти запасы у небольших массивов невелики, а способность химического растворения вмещающих пород ограничена, то внедрение подобного рода интрузивов происходило в виде проникновения расплава в вышележащие горные породы под давлением с механическим захватом пространства. В этом случае роль различных тектонических нарушений и ослабленных зон является решающей.

Для выяснения распределения месторождений по времени образования нами по литературным данным проанализирован возраст 110 молибденовых, золоторудных, оловянных и вольфрамовых месторождений Забайкалья по геологическим соотношениям или непосредственно по абсолютному возрасту гидротермальных минералов. В случае расхождения оценок различных исследователей за окончательный принимался возраст, определяемый большинством авторов. Результат анализа показывает, что 90% месторождений имеют позднеюрский возраст. Из числа более молодых стоит отметить Балейское золоторудное месторождение и несколько вольфрамовых типа Барун-Шивейнского, а из крупных месторождений более древнего возраста — Хапчерангу и молибденовое месторождение в юго-восточной части Витимского плоскогорья.

Даже с учетом неточности многих возрастных определений приведенные данные ясно показывают, что подавляющая масса месторождений, к которым можно добавить и полиметаллические, формировалась

в поздней юре. Несомненно, что в это время в истории развития Забайкальской рудной провинции сочетались наиболее благоприятные условия для рудогенеза. Они характеризовались значительной активизацией эндогенной деятельности, приводящей к формированию в средних и верхних горизонтах земной коры очагов кислых магм; разнонаправленностью вертикальных движений с подновлением и дальнейшим развитием региональной сетки разрывных нарушений; нарушением в результате тех же движений нормального распределения в земной коре гидростатического и литостатического давлений и возникновением условий для проникновения расплавов в вышележащие породы; общей тенденцией к воздыманию, что необходимо* для вывода месторождений на уровень эрозионного среза. Подобные условия повторялись в Забайкалье, за исключением Восточно-Забайкальской зоны, по-видимому, несколько раз, начиная с раннего мезозоя. Однако более древних месторождений, чем верхнеюрские, на рассматриваемой территории сравнительно мало.

Это обстоятельство необходимо, помимо всего, связывать с эрозионным срезом. При ограниченном вертикальном размахе промышленного оруденения для вывода месторождений на современную поверхность к эрозионному срезу «предъявляются» весьма жесткие условия. Поэтому, не исключено, что многие месторождения, сформированные в период орогенного воздымания в раннем и среднем мезозое, могли быть целиком эродированы и в качестве коренных безвозвратно утеряны. Поэтому большое значение приобретают благоприятные условия сохранности месторождений.

Выделенным мезозойским структурно-формационным зонам орогенной активизации в целом можно дать следующую металлогеническую характеристику. Для Западно-Забайкальской свойственна преимущественно вольфрамовая и молибденовая минерализация; Даурско-Становой присуща золото-молибденовая, а для южной части — и оловянная. Восточно-Забайкальская зона отличается необыкновенно интенсивной и очень разнообразной рудной минерализацией. Если же рассматривать выделявшиеся С. С. Смирновым рудные пояса Забайкалья с учетом исторического развития этого региона, то его золото-молибденовый пояс располагается в Даурско-Становой зоне, полиметаллический — в Восточно-Забайкальской, а оловянно-вольфрамовый — в пограничной области, переходя из одной зоны в другую. Обращаясь снова к истории развития структурно-формационных зон, можно обнаружить приуроченность первого пояса к осевой части долгоживущего Даурско-Станового поднятия, полиметаллического — к области, которая только в поздней юре испытала интенсивное орогенное воздымание. Оловянно-вольфрамовый пояс тяготеет к крыльям поднятий. При таком сопоставлении появляются новые возможности для истолкования поясового распределения месторождений, так как гидротермальное оруденение в отдельных поясах можно относить к продуктам разных стадий эволюции глубинных магматических очагов.

И. А. ПЛОТНИКОВ, Л. С. УСТИНОВА, Л. А. ВАСИЛЕНКО

МЕЗОЗОЙСКО-КАИНОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ХАБАРОВСКОГО КРАЯ И АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ, ИХ МЕСТО В ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ

Стабилизация герцинских горно-складчатых сооружений в Приамурье завершилась к началу позднего триаса, когда возобновились дифференцированные тектонические движения, вызвавшие обширную трансгрессию моря. Активизировались разломы, вдоль которых заложились

мезогеосинклинальные внутренние и миогеосинклинальные внешние прогибы Сихотэ-Алинской и Амуру-Охотской ветвей. Прогибы внешней зоны частично распространились на сопряженные с этими ветвями участки Буреинского срединного массива и глыбовой зоны Становика-Джугджура. В позднем триасе в них накапливались терригенные осадки, перемежаемые в надразломных участках внутренних прогибов кремнями и вулканитами диабазово-спилитовой формации.

Незначительные подвижки в ранней юре обусловили перерыв в осадконакоплении и частичный размыв отложений в миогеосинклинальных прогибах внешней зоны.

В ранней и средней юре продолжалось унаследованное формирование отрицательных структур. В заполняющих их осадках появляются элементы флиша, свидетельствующие о знакопеременных движениях. Восходящие движения наиболее интенсивно проявились в прогибах, расположенных на западе внешней зоны, обусловив их частную инверсию в предпозднеюрское время, синхронно которой формировались интрузии габбро-гранитовой формации инимского и лантарского комплексов. Трещинные, штоко-, плито- и батолитоподобные тела зафиксированы во внутренних поднятиях прогибов. С габброидами этой формации связана титано-магнетитовая минерализация.

В позднеюрское время частная инверсия распространяется и в Сихотэ-Алинскую ветвь, прогибы которой, смещаясь к востоку, накапливали мезогеосинклинальные образования (по Ю. М. Пушаровскому) по фронту перемещения и миогеосинклинальные флишоидные, частью параличские — в их тыловых частях. К западу и северо-западу от Сихотэ-Алинской ветви формировались пред- и межгорные впадины. Они развивались унаследованно в прогибах внешней зоны и вновь образовались на Буреинском массиве и в зоне Становика-Джугджура, вдоль границы ее с Амуру-Охотской ветвью. Унаследованные впадины заполнялись параличской, а наложенные угленосной континентальной молассами, перемежаемыми вулканитами андезитовой и андезито-липаритовой формаций, породы которых слагают основание вулканических сооружений зоны Становика-Джугджура, Буреинского массива и Удской ветви вулканического пояса. К этому времени, по-видимому, относятся комагматичные вулканитам интрузии щелочно-гранитоидной формации желтулинского и алданского комплексов.

Желтулинский комплекс развит на западе Амуру-Охотской ветви и в Янканском глыбовом погружении зоны Становика-Джугджура (см. карту тектонического районирования Е. Б. Бельтенева и др., помещенную в настоящем сборнике). В составе комплекса преобладают граниты, которым подчинены гранодиориты, щелочные граниты, сиениты, монциты и диориты. Они слагают трещинные и межформационные тела дайко-, штоко-, лакколитообразной формы, простые или сложные. С ними связаны золоторудные месторождения. В структурах активизации Сибирской платформы развиты эффузивно-интрузивные породы щелочно-диоритовой подформации алданского комплекса. Наряду со штоками и лакколитами они слагают кольцевые интрузии в обрамлении позднепротерозойских интрузий центрального типа. С алданскими интрузиями ассоциируют месторождения золота хр. Кет-Кап.

В валанжине заканчивали развиваться раннегеосинклинальные прогибы Сихотэ-Алинской ветви, которые по-прежнему перемещались на восток и северо-восток, накапливая терригенные флишоидные (местами с кремнями и вулканитами андезито-спилитовой формации) образования по фронту перемещения и параличские в их тыловых частях. Регрессивный характер разреза этих толщ свидетельствует о значительной роли восходящих движений.

Процессы частной инверсии достигли кульминации в раннеготеривское время. С кратковременными, но интенсивными движениями этого

времени связаны регрессия моря и интенсивная линейная складчатость триасово-валанжинских отложений в мезогeosинклинальных прогибах, приразломная и брахиморфная — в миогеосинклинальных прогибах и внедрение интрузий гипербазит-габбро-гранитового ряда формаций (хунгарийская серия, по Э. П. Изоху). Они явились переломным моментом в меловой истории развития региона, ибо после них морское и континентальное осадконакопление происходило на фоне интенсивной субаэральной и аэральной магматической деятельности, вызванной оживлением ранее заложенных и вновь образованных разломов. В процессе частной инверсии (средняя юра — ранний мел) закрылись миогеосинклинальные прогибы и впадины на западе и севере региона.

Гипербазит-габбровые интрузии этой серии включают дуниты, перидотиты и пироксениты первой фазы и различные габброиды второй. Эти породы слагают трещинные, частью дифференцированные тела штоко-, дайко- и веретенообразной формы. Размещение тел контролирует Центрально-Сихотэ-Алинский разлом. С ними ассоциируют магматические сегрегации титано-магнетита и хромита.

Интрузии гранодиоритов и высокоглиноземистых гранитов слагают трещинные и батолитоподобные тела в Центрально-Сихотэ-Алинском антиклинории и в Восточно-Сихотэ-Алинском синклинории. С высокоглиноземистыми гранитами связаны проявления редких земель, золота, олова, вольфрама, молибдена и других металлов.

С позднего готерива Сихотэ-Алинская ветвь вступает в позднегеосинклинальную стадию своего развития. По ранний сенон включительно на востоке ее развивались, частью унаследованно, прогибы, которые заполнялись в начале флишоидными (с базальными слоями грубых осадков), а затем молассоидными терригенными осадками, перемежаемыми вулканитами андезитовой формации (количество которых возрастает вверх по разрезу) и кремнистыми породами, роль которых резко сокращается к молассоидной части разреза. Местные размывы и несогласия в разрезе этих толщ свидетельствуют о дифференцированном развитии этих прогибов, частные перестройки в которых сопровождались складчатостью, интрузиями высокоглиноземистых гранитов сандинского комплекса. Замыкание прогибов закончилось в середине сенонского века и происходило неодновременно (турон — кампан). Это обусловило «скользящий» возраст синорогенных интрузий высокоглиноземистых гранитов.

Ранне консolidированная часть Сихотэ-Алинской ветви, как и Амуро-Охотская, переживали орогенную стадию развития. Здесь была проявлена постумная складчатость с блоковыми перемещениями, массовым проявлением вулcano-плутонических формаций и накоплением верхней континентальной молассы во впадинах. Этими процессами были охвачены периферические участки Бурейнского срединного массива и зона Становика-Джугджура.

Вулcano-плутонические сооружения формировались в два этапа. В первый (раннемеловой) извергались вулканиты липарито-андезитовой формации и внедрялись многофазные интрузии диорит-гранодиоритовой формации. Во второй (ранне-позднемеловой) состав магматических продуктов был более кислым (андезито-липаритовая и гранодиорит-гранитовая формации), а извержения большей частью относятся к катмайскому типу. Иногда этот порядок нарушался и формационная принадлежность магматических продуктов определялась мощностью участков коры: кислые магматические продукты формировались на участках с повышенной мощностью коры, средние — наоборот.

В составе потоков, покровов и экструзивов липарито-андезитовой формации преобладают лавы и пирокласты порфиритов и андезитов, которым подчинены лавы и пирокласты базальтов, андезито-базальтов, кварцевых порфиров, фельзитов. Комагматичные вулканитам интрузии диорит-гранодиоритовой формации (диканский, амуро-зейский, верхне-

амурский, иороханский и удский комплексы) представлены гранодиоритами, которым подчинены граниты и диориты и совсем незначительное количество габброидов, монзонитов и граносиенитов. Они слагают штоко-, плито-, лакколито- и батолитоподобные тела, контролируемые зонами разломов. С породами этой формации связаны концентрации золота и цветных металлов.

Изверженные породы андезито-липаритовой и комагматичные им многофазные интрузии гранодиорит-гранитовой (хингано-олонойский, бутакано-чуркинский и джугджурский комплексы) формаций размещаются в тех же структурах, распространяясь несколько восточнее и северо-восточнее образований липарито-андезитовой и диорит-гранодиоритовой формаций. В составе покровов и потоков участвуют лавы и пирокласты кварцевых и фельзитовых порфиров, которым подчинены лавы и пирокласты более основных эффузивов. С вулканитами ассоциируют боро-полиметаллические, оловоносные и золото-молибденовые проявления.

В составе гранодиорит-гранитовой формации преобладают граниты, им подчинены гранодиориты, диориты, габбро, монзонитоиды и субщелочные граниты. Они слагают штоко-, плито- и лакколитообразные тела, приуроченные к сопряжению разломов различного направления. С гранитоидами связаны проявления и месторождения олова, свинца, цинка, меди и молибдена.

В сеноне — дании регион испытывает дифференцированные поднятия (продолжавшиеся вплоть до неогена), на фоне которых формировались вулcano-плутонические формации. Континентальное осадконакопление происходило в обширных и локальных впадинах. В тектоно-магматической деятельности этого времени намечается три кульминации, которым соответствуют интрузивно-эффузивные серии: сенон-датская, даний-палеоценовая и эоцен-олигоценовая.

Вулканиты порфириной надформации этих серий слагают вулканические зоны подвижной области и ветвей Восточно-Азиатского вулканического пояса. Их основность увеличивается от серии к серии, а в пределах каждой из них наблюдается поокисление магмопродуктов от ранних фаз к поздним с одновременным увеличением роли щелочей в их составе.

В среднем сеноне формировались вулканиты липарито-андезитовой формации и комагматичные им диорит-гранодиоритовые интрузии нижнеамурского, баппинского, селитканского, ульбанского, чукчагирского и анаджаканского комплексов. Вулканиты липарито-андезитовой формации слагают вулканические зоны, а также Приморскую ветвь Восточно-Азиатского вулканического пояса. С постмагматическими продуктами интрузий связаны концентрации олова, золота, мышьяка, молибдена.

В конце сенона и в дании имели место как трещинные излияния эффузивов андезито-липаритовой формации, так и извержения центрального типа. Они были проявлены в Сихотэ-Алинской складчатой ветви и на восточной окраине Буреинского массива, в направлении к которому наблюдается заметное поокисление пород, т. е. резко увеличивается количество лав и пирокластов кварцевых и фельзитовых порфиров и липаритов, в то время как на востоке Сихотэ-Алия резко преобладают дациты, андезиты и порфириты. Комагматичные вулканитам интрузии гранодиорит-гранитовой формации также большей частью пространственно сопряжены с вулканитами андезито-липаритовой формации. Они представлены бачелазским, эопско-дуссеалиньским, богучанским комплексами, а также нерасчлененной мяочано-баджальской серией. Это наиболее продуктивные комплексы, с которыми связывается подавляющее большинство оловорудных месторождений в ассоциации с полиметаллами, вольфрамом, молибденом.

После кратковременного перерыва, в конце дания и в палеогене

вновь активизируется интрузивно-эффузивная деятельность. В палеогене имели место извержения продуктов липарито-андезитовой, а затем андезито-базальтовой формаций, с которыми ассоциируют интрузии гранодиорит-гранитовой и щелочно-гранитовой формаций. Такая несколько необычная («обратная») последовательность проявления формаций объясняется, вероятно, взаимодействием субсеквентных магм Сихотэ-Алинской складчатой ветви с инициальными и синорогенными магмами Хоккайдо-Сахалинской геосинклиналино-складчатой ветви.

Лавы и пирокласты андезито-базальтов, андезитов и андезито-дацитов, липаритов и кератофиров наращивают разрезы Приморской ветви Восточно-Азиатского вулканического пояса и Западно-Сихотэ-Алинской вулканической зоны Сихотэ-Алинской складчатой ветви. С кварцитами и пропилитами липарито-андезитовой формации связаны проявления золото-полиметаллической, медно-молибденовой и алунитовой минерализации.

Комагматичны вулканитам и пространственно с ними связаны интрузии гранодиорит-гранитовой (верхне-удоминский комплекс) и щелочно-гранитовой (тугурский комплекс) формаций, которые располагаются в зонах поздней и ранней консолидации Сихотэ-Алинских складчатых сооружений. Верхнеудоминский комплекс представлен гранитами, гранодиоритами, реже диоритами и габбро, слагающими гипабиссальные трещинные плито- и штокообразные тела, приуроченные к близширотным и близмеридиональным разломам. С ними связаны месторождения олова в ассоциации с вольфрамом или сульфидами меди, свинца, цинка, а также проявления флюорита и золота. Тугурский комплекс объединяет граниты (местами щелочные), граносиениты и гранодиориты, которым подчинены габбро и монзониты. С этими интрузиями ассоциируют проявления золота, серебра, молибдена, висмута, мышьяка и полиметаллов.

Эоцен-олигоценными интрузивно-эффузивными образованиями заканчиваются позднеорогенная стадия развития Сихотэ-Алинской ветви и синхронные ей процессы активизации других структур. Блоковые дислокации этого периода, проявленные почти повсеместно, сопровождались магматической деятельностью лишь на востоке региона, вдоль его сочленения с Хоккайдо-Сахалинской и Корякско-Камчатской альпийскими ветвями. Вулканиты этой серии отличаются более основным составом (андезито-базальтовая формация). Потоки и покровы сложены андезито-базальтами, андезитами, базальтами, а экструзивы — андезитами, трахидацитами, по которым развиваются вторичные кварциты и пропилиты с золото-серебряным, медно-молибденовым, свинцово-цинковым и алунитовым оруденениями. Трещинные излияния лав сменились в олигоцене извержениями центрального типа субщелочных кислых лав. Они нарастили разрезы Приморской и Охотской ветвей вулканического пояса. Комагматичные им интрузии щелочно-гранитовой формации (прибрежный комплекс) установлены лишь в Приморской ветви вулканического пояса и представлены габбро-диоритами, диоритами, сиенито- и монцо-диоритами, монзонитами и гранодиоритами, граносиенитами и щелочными гранитами. С ними связаны незначительные проявления свинца, цинка, золота, ртути и тантало-ниобатов.

Неогеновые и позднеоген-антропогеновые подвижки обусловили излияния базальтов, которые проявились на значительной площади, проникнув далеко на запад (восточная кромка Буреинского массива и Сибирской платформы). Наиболее интенсивные их излияния происходили на востоке Сихотэ-Алинской складчатой ветви.

МЕСТО МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ПРИАМУРЬЯ И НЕКОТОРЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ (ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Изучение гранитоидного мезо-кайнозойского магматизма советского Дальнего Востока имеет важное теоретическое и практическое значение, поскольку с ним связаны рудные комплексы, определяющие металлогенический облик рассматриваемой территории.

Большая часть работ, посвященных данному вопросу, базировалась на рассмотрении сводных геологических материалов, и только в некоторых из них отчасти использованы материалы региональных геофизических исследований. Представляется целесообразным восполнить этот пробел и попытаться дать в руки исследователей дополнительные критерии для изучения тектоно-магматических процессов мезо-кайнозойского этапа для территории Приамурья.

Анализ региональных аномалий силы тяжести обнаруживает их закономерное расположение относительно современных морфоструктур. Аномалии отрицательного знака располагаются в пределах горных сооружений (хребты Сихотэ-Алинь, Баджал, Ям-Алинь, Эзоп, Становик и др.), где широко распространены мезозойские и кайнозойские гранитоиды. В пределах депрессий (Зее-Бурейнская, Средне-Амурская, Эворон-Чукчагирская) зафиксированы положительные аномалии. Попытаемся объяснить геологическую природу этого явления.

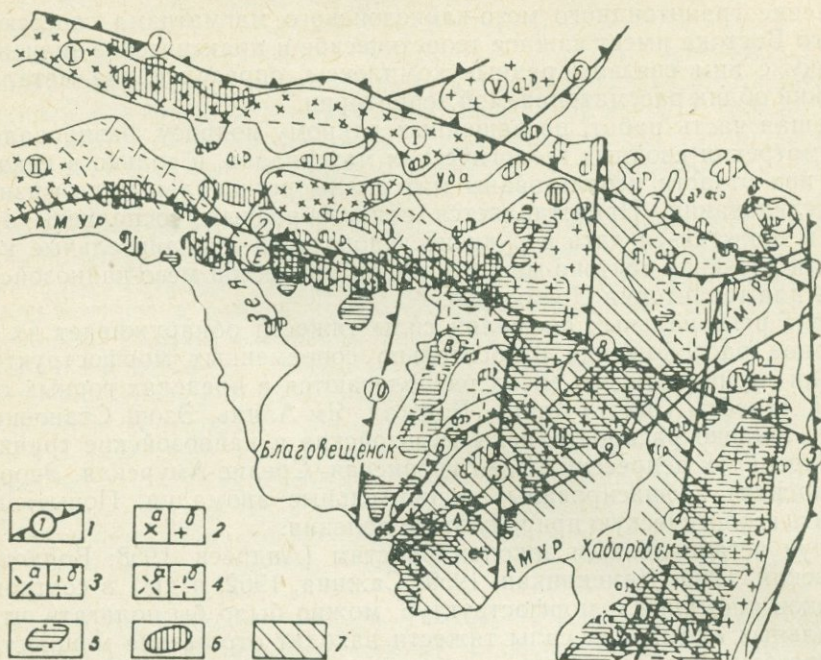
Следуя установленным закономерностям (Андреев, 1958; Волхонин, Лишневецкий, 1960; Деменецкая, 1959; Сажина, 1962, и др.) в соотношении знаков аномалий и морфоструктур, можно было бы полагать, что в региональных аномалиях силы тяжести находят отражение мощность и структура земной коры. Иными словами, в областях минимумов земная кора должна бы иметь максимальную для данной территории мощность, вероятно, за счет утолщения «гранитного» слоя. Обратная картина должна иметь место в областях минимумов, причем здесь можно предполагать сокращенную мощность «гранитного» и утолщение «базальтового» слоя.

Однако имеются указания на то, что в подкоровой части тектоносферы и, возможно, в нижних горизонтах земной коры имеют место процессы, приводящие к разуплотнению вещества Земли. Такой вывод следует из того, что нижние кромки плотностных неоднородностей, обусловивших такие региональные минимумы, как Сихотэ-Алинский или Баджальский, лежат на глубинах 80—100 км, что значительно превышает возможную мощность земной коры в данных условиях. В связи с этим любая попытка дать оценку мощности земной коры по уровню аномалий силы тяжести не приведет к результатам удовлетворительной точности.

Как уже указывалось, в пределах региональных минимумов силы тяжести, где предполагается разуплотнение тектоносферы, располагается основная масса мезо-кайнозойских гранитоидов. В пределах каждого конкретного участка фиксируется определенная возрастная группа гранитоидов, характеризующаяся также более или менее определенным вещественным составом. Каждый из подобных участков земной коры, именуемый нами в дальнейшем «поясом гранитизации», приурочен к зоне глубинного разлома. По таким признакам могут быть выделены следующие пять поясов гранитизации (см. рис.):

— Становой позднеюрский — раннемеловой, сопряженный со Становым глубинным разломом;

- Янкано-Зейский того же возраста, сопряженный с Монголо-Охотским глубинным разломом;
- Бурейнский позднемеловой, сопряженный с Восточно-Бурейским глубинным разломом;
- Сихотэ-Алинский меловой — палеогеновый, сопряженный с Центральным Сихотэ-Алинским глубинным разломом;
- юго-восточное окончание Прихотского мелового, сопряженного с Прихотским глубинным разломом.



Основные глубинные разломы и пояса гранитизации Приамурья с элементами металлоносности

1 — глубинные разломы. Площади развития позднеюрских — раннемеловых (а) и позднемеловых (б) гранитоидов: 2 и 3 — в пределах поясов гранитизации (2 — интенсивное развитие, 3 — менее интенсивное), 4 — за пределами поясов. Металлоносность аллювия (основные ореолы): 5 — касситерита, 6 — золота, 7 — киновари. Глубинные разломы (цифры в кружках): 1 — Становой, 2 — Монголо-Охотский, 3 — Восточно-Бурейский, 4 — Центральный Сихотэ-Алинский, 5 — Восточный Сихотэ-Алинский, 6 — Прихотский, 7 — Удско-Сахалинский, 8 — Солах-Тумнинский, 9 — Приамурский, 10 — Западно-Бурейский. Пояса гранитизации: I — Становой, II — Янкано-Зейский, III — Бурейский, IV — Сихотэ-Алинский, V — Прихотский. Зоны гранитизации: А — Хингано-Бурейнская, Б — Архаро-Амгунская, В — Мельгин-Ниманская, Д — Верхне-Матайская, Е — Умлекано-Норская. Области гранитизации: Г — Пильдо-Лимурийская

Названные разломы разграничивают структурно-тектонические единицы разного времени и степени консолидации. При этом пояса гранитизации облекают области более ранней консолидации, располагаясь в областях более поздней. На первый взгляд, исключение в этом отношении представляет Сихотэ-Алинский пояс. Однако не лишено оснований предположение о том, что в окрестностях или непосредственно по зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома проходит восточная граница Северо-Восточного выступа Китайской активизированной платформы (в понимании А. М. Смирнова, 1963). В качестве косвенного доказательства высказанного предположения может служить следующее: согласно Б. А. Андрееву (1966) и данным о распределении региональных магнитных аномалий, юго-западную часть Приамурья, включающую Бурейский массив и часть Сихотэ-Алинской складчатой области к югу от Со-

нах-Тумнинского разлома, можно рассматривать как некогда (в архее и несколько позднее) тектонически единый блок, восточная граница которого проходит в районе Центрального Сихотэ-Алинского разлома.

Аналогичное расположение поясов мезозойской и кайнозойской гранитизации относительно структур разного времени и степени консолидации характерно и для других районов советского Дальнего Востока (Омолонский, Колымский, Охотский, Ханкайский остаточные массивы).

Названные выше глубинные разломы, определяющие в пространстве положение поясов мезо-кайнозойской гранитизации, в плане приурочены к зонам перегиба поверхности Мохоровичича, т. е. к зонам наибольшего градиента изменения мощности земной коры (Беляевский, Борисов, 1964). Таким образом, такие явления, как перераспределение плотности подкорового, а возможно, и части корового вещества, заложение и активизация глубинных разломов, изменение мощности и структуры земной коры и интенсивные проявления гранитоидного магматизма оказываются тесно сопряженными в пространстве и времени, поскольку они совместно создают единую структуру аномалий поля силы тяжести. Такая картина вполне определенно указывает на то, что все эти явления — различные стороны единого тектоно-магматического процесса.

Сопоставление обнаруживает наложенный характер гранитизации относительно позднепалеозойских-мезозойских складчатых структур. Если пояса гранитизации ориентированы ортогонально (согласно с простиранием глубинных разломов), то названные структуры имеют диагональную (преимущественно северо-восточную) ориентировку. Наряду с этим ориентировка Буреинского и Сихотэ-Алинского поясов обнаруживает наследование ими рифейско-раннепалеозойского структурного плана. Становой и Янкано-Зейский пояса наследуют план структур раннепротерозойского времени. Во всем этом видна определяющая роль глубинных разломов. Действительно, названные выше глубинные разломы определяют положение разновозрастных (от раннего протерозоя на западе Приамурья до позднего мезозоя на востоке) консолидированных структур, контролируются основным и ультраосновным магматизмом того же возрастного диапазона и определяют положение мезо-кайнозойских поясов гранитизации. Поэтому следует признать, что, с одной стороны, глубинные процессы определяют тектоно-магматический облик рассматриваемой территории, с другой — эти процессы в своем разрешении зависят от ранее существовавшей структурно-тектонической обстановки в толще земной коры. В данном случае очевидно «приспособление» глубинных процессов к долгоживущим зонам глубинных разломов.

Таким образом, выяснение вопроса о месте внескладчатого мезо-кайнозойского гранитоидного магматизма Приамурья сталкивает нас со сложными взаимозависимостями одновременных геотектонических процессов. В конечном итоге очевидна определенная связь гранитоидного магматизма с теми глубинными явлениями (разуплотнение вещества верхов мантии и низов земной коры), которые имели место непосредственно в областях проявления этого магматизма.

Области разуплотнения могут служить указанием на то, что здесь имеет место разогрев вещества Земли в результате повышенного теплового потока, поступающего из ее глубин вдоль долгоживущих ослабленных (проницаемых) зон — глубинных разломов. Эта избыточная энергия в верхних оболочках Земли выступает как «генератор» послескладчатых тектоно-магматических процессов, механику которых не трудно себе представить, поэтому здесь мы на этом вопросе не останавливаемся. Укажем лишь на область, в которой возможно выплавление кислой магмы. Расчеты показывают, что нижние кромки гранитоидных плутонов по различию их плотности и плотности вмещающих пород прослеживаются до глубины 6—15 км. Не ясно, как меняются на этой глубине

другие свойства этих двух сред, но весьма вероятно, что глубина 6—15 км — предел, выше которого происходит становление кислой магмы, в частности, становление гранитоидов, которые картируются на поверхности.

Непосредственно в зонах глубинных разломов гранитоиды почти отсутствуют, из магматических образований здесь развиты основные и реже ультраосновные породы. В восточной части Приамурья к зонам разломов приурочены излияния неоген-четвертичных базальтов, причем последние, как правило, располагаются в пределах структур более ранней консолидации. Все эти образования не синхронны с гранитоидами соответствующих поясов гранитизации.

В форме проявления гранитоидного магматизма в пределах различных поясов гранитизации существуют некоторые различия (форма и состав интрузий). В Сихотэ-Алинском и Буреинском поясах это крупные в плане и по вертикали массивы с крутыми контактными поверхностями. Они имеют слегка удлинненную форму и ориентированы согласно вмещающим их мезозойским толщам. Таким образом, по форме и условиям залегания их можно отнести к батолитам. В основной своей массе они имеют кислый состав, обладают соответственно пониженной намагниченностью и в магнитном поле за редким исключением не проявляются. В пределах Станового пояса гранитизации форма, условия залегания и состав гранитоидов иные. С поверхности закартированы огромные в плане (до нескольких сотен и первых тысяч квадратных километров) массивы более основного, чем в Сихотэ-Алинском и Буреинском поясах гранодиоритового состава, которые характеризуются повышенной намагниченностью и в своем большинстве хорошо картируются магнитной съемкой. В поле локальных аномалий силы тяжести они проявляются здесь совершенно иначе, чем в пределах восточных поясов гранитизации. Наибольшая вертикальная мощность этих массивов отмечена в их северных частях, совпадающих с линией Амура-Ленского водораздела. При движении на юг вертикальная мощность гранодиоритов постепенно уменьшается. Таким образом, намечается лакколитообразная форма массивов в пределах Станового пояса*. Для гранитоидов Янкан-Зейского пояса характерны как те, так и другие черты: по форме они аналогичны гранитоидам Сихотэ-Алинского и Буреинского поясов, а по составу — гранитоидам Станового пояса.

За пределами мезо-кайнозойских поясов гранитизации, в границах областей более ранней консолидации, гранитоидный магматизм также имел место, но его интенсивность здесь во много раз слабее (Сибирская платформа, Буреинский массив и др.). Он также «обнаруживается» в поле силы тяжести отрицательными аномалиями. В подобных районах гранитоидный магматизм сопровождается большим по масштабу (чем это наблюдается в пределах поясов гранитизации), вероятно, коагматичным эффузивным магматизмом.

В пределах Буреинского массива зоны мезозойской гранитизации протягиваются в виде полос северо-восточного (Хингано-Буреинская, Архаро-Амгунская, Мельгин-Ниманская) или близширотного (Умлекано-Норская) направления (см. рис.).

В пределах нижнего Приамурья выделяется Пильдо-Лимурийская область позднемеловой гранитизации, где эти процессы также проявились слабо; эту область следует рассматривать как «недоразвитый» пояс типа Сихотэ-Алинского.

И наконец, на рассматриваемой территории существуют такие участки, где имеются проявления гранитоидного магматизма, но, судя по аномалиям силы тяжести, его интенсивность и площадное развитие бы-

* По мнению И. И. Шапочки, локальными минимумами силы тяжести в пределах Станового пояса фиксируются преимущественно не вскрытые эрозией интрузии ранне- и позднемеловых гранитов.

ли здесь минимальными. К таким областям относится та часть Нижнего Приамурья, которая располагается севернее и северо-восточнее Пильдо-Лимурийской области. Здесь наблюдается в общем высокое поле силы тяжести, совершенно не характерное для поясов гранитизации, но тем не менее отдельные массивы гранитоидов (преимущественно гранодиоритов) фиксируются минимумами аномалий Буге. При этом устанавливается лакколитообразная форма массивов, как это наблюдается в пределах Станового пояса.

Как следует из изложенного, в аномалиях силы тяжести повсеместно находят отражение те факторы, которые в основном определяют металлогенический облик Приамурья. В обширном комплексе рудных полезных ископаемых Приамурья ведущее место принадлежит олову и золоту. Практически все оловоносные площади лежат в пределах Сихотэ-Алинского и Буреинского поясов гранитизации, либо отдельных зон (Хингано-Буреинская), что подчеркивает во многом уже известные выводы о тектоническом, структурном, магматическом и литологическом контроле оловянной минерализации в пределах Дальнего Востока. В связи с этим необходимо отметить только следующее. Во-первых, все проявления олова в пределах Буреинского массива лежат в границах выделенных зон мезозойской гранитизации. Учитывая это, следует, по-видимому, поставить под сомнение генетическую связь некоторых проявлений олова в пределах массива с палеозойскими гранитоидами. Во-вторых, с изложенных позиций определенный практический интерес представляют Мельгин-Ниманская и Умлекано-Норская зоны, где пока не выявлено сколько-нибудь интересных рудопроявлений олова.

В отношении золотой минерализации картина получается не столь наглядной, хотя намечается четкое пространственное разделение оловоносных и золотоносных площадей. Если оловорудные районы концентрируются только в пределах поясов, зон и областей меловой — палеогеновой гранитизации, то золото концентрируется в разнообразной тектоно-магматической обстановке, кроме Сихотэ-Алинского и Буреинского поясов гранитизации. Основные золотоносные районы сосредоточены в северной части Приамурья (Становой пояс, Нижнее Приамурье).

Изложенное еще раз подтверждает существующее мнение о том, что золото и олово концентрируются в различных условиях: золото в областях фемического и сиало-фемического профиля с развитием более основного магматизма, олово — в областях сиалического профиля, сложенных преимущественно терригенными породами. В дополнение к этому можно подчеркнуть, что для областей с широким развитием золотой минерализации характерны магнитные разновидности гранитоидов, которые имеют специфическую для этих условий лакколитообразную форму массивов; в противоположность этому, в областях с преобладающей оловянной минерализацией развиты преимущественно немагнитные гранитоиды, имеющие батолитообразную форму массивов.

Участки проявления ртутной минерализации интересны закономерным расположением вблизи зон глубинных разломов, в областях, где проявился базальтовый неоген-четвертичный вулканизм. Это свидетельствует о пространственной и временной связи ртути с процессами «базификации». Обращает на себя внимание большая концентрация ртути в районах сравнительно небольшого распространения базальтов (Мяо-Чан) и меньшая там, где они широко распространены (Западный Сихотэ-Алинский разлом). Вероятно, здесь играют роль степень раздробленности мезозойских толщ и интенсивность магматизма. В зонах разломов, «открытых» для проникновения базальтовой магмы на поверхность, не было благоприятных условий для концентрации ртути; на тех участках, где можно предполагать развитие интрузивного основного магматизма на глубине, ртуть, как более подвижный «индикатор базификации», про-

никает в более высокие горизонты и имеет возможность отлагаться в значительных концентрациях.

Из всего изложенного следует, что основные тектоно-магматические и металлогенические особенности Приамурья на мезо-кайнозойском этапе развития определились в результате воздействия глубинных процессов, суть которых сводится к высвобождению внутренней энергии Земли (в виде тепла) через своеобразные «отдушины» — глубинные разломы (ослабленные проницаемые зоны); часть этой энергии расходуется на тектоно-магматическую перестройку ее верхних горизонтов. Нет никаких оснований считать эти процессы производными от каких-либо других геотектонических процессов.

Перестройка в неодинаковой мере затронула те или иные участки земной коры. Вполне естественно, что в наибольшей степени оказались переработанными зоны сочленения структур разного времени и степени консолидации, особенно те их части, которые располагаются в областях более поздней консолидации: они подверглись воздыманию и интенсивной гранитизации. Области более ранней консолидации, большинство которых в настоящее время предстает перед нами как неоструктуры отрицательного знака (Зее-Буреинская, Средне-Амурская впадины), в противовес поясам гранитизации условно именуется нами областями «базификации». В определенном смысле такое название оправдано, поскольку в пределах этих областей широким развитием пользуются меловые — четвертичные базальты. Гранитоидный магматизм здесь проявился как исключение; территория в течение кайнозоя, а в отдельных местах и позднего мела испытывала погружение.

Наряду с названными «полярными» структурами в пределах Приамурья выделяются области переходного типа, к которым можно отнести территорию, заключенную между Западно-Буреинским и Восточно-Буреинским разломами (выходящая на поверхность часть Буреинского массива). Для нее характерны как процессы мезозойской гранитизации, так и кайнозойской базификации. Пространственное положение этой области также характерно своей промежуточностью между Буреинским поясом гранитизации и Зее-Буреинской областью базификации.

Р. Г. КУЛИНИЧ

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ЭНДОГЕННАЯ РУДОНОСНОСТЬ МЕЗОЗОИД ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Основную площадь Сихотэ-Алинской складчатой области занимает Главный синклиорий, сложенный мощным преимущественно мезозойским осадочно-вулканогенным комплексом. В его состав входят геосинклинальные образования триаса, юры и нижнего мела. Среди верхнемеловых отложений, также имеющих широкое распространение, существенное значение приобретают вулканиты. По периферии Главного синклиория, в зонах его сочленения со смежными антиклинорными структурами (Главный антиклинорий и Прибрежное поднятие), на отдельных участках вскрыты каменноугольные и пермские осадочные породы. Весь указанный комплекс во многих местах прорывается позднемеловыми гранитоидами.

На территории Главного синклиория проведен комплекс гравиметрических и магнитометрических исследований. Геологическая интерпретация последних позволяет обратиться к вопросам скрытой тектоники и

глубинного строения этой структуры. Как показывают полученные данные, эти вопросы тесно связаны с рудоносностью Сихотэ-Алиня.

В гравитационном поле Приморья Главному синклинорию отвечает область пониженных и низких значений силы тяжести. Повторяя северо-восточную ориентировку мезозоид, гравитационное поле имеет сложное внутреннее строение. Значения силы тяжести уменьшаются вдоль оси синклинория с юго-запада на северо-восток. Это понижение далеко не монотонно и претерпевает несколько поперечных пережимов. Последние разделяют крупные гравитационные минимумы, которые неоднородны по морфологии и состоят из более мелких относительных минимумов и повышений силы тяжести. Всего насчитывается четыре наиболее крупных гравитационных минимума: Южно-Приморский, Верхне-Иманский, Арму-Иманский и Верхне-Бикинский. Простираение перечисленных минимумов неодинаково. Южно-Приморский имеет меридиональное, отчасти северо-западное направление; Верхне-Иманский вытянут на северо-запад, а Арму-Иманский и Верхне-Бикинский имеют северо-восточное направление, согласное с простираем мезозойских структур. Общий отрицательный фон гравитационного поля усложняется наличием ряда максимумов силы тяжести, которые сосредоточены в основном на окраинах Главного синклинория.

Магнитное поле последнего представлено преимущественно слабоотрицательными и спокойными аномалиями. Интенсивные возмущения его наблюдаются лишь на участках распространения мезозойских и кайнозойских эффузивов. Приведенная выше гравитационная дифференциация в магнитном поле не отражается.

Анализ геологических данных приводит к выводу, что морфология геофизических полей отражает существенные особенности структуры и магматизма Сихотэ-Алиня.

Максимумам силы тяжести на различных участках Главного синклинория соответствуют различные по возрасту и составу осадочно-вулканогенные образования. Однако чаще всего они приурочены к крупным положительным структурам внутри мезозойского комплекса, либо располагаются вблизи них. Так, на юго-востоке Главного синклинория они совпадают с участками обнаженного домелового складчатого комплекса, в состав которого входят отложения разного возраста, вплоть до палеозойского. На западе синклинория, в бассейне р. Татибе, участок повышенного гравитационного поля не находит объяснения в обнаженном мезозойском комплексе. Повышенные значения силы тяжести распространяются на данную площадь со стороны обнаженных верхнепалеозойских отложений смежного Главного антиклинория.

Из сказанного следует, что гравитационные аномалии указанного типа связаны с частично или полностью скрытыми поднятиями домезозойского комплекса, осложнявшими строение Главного синклинория. Наибольшее количество таких поднятий обнаруживается в юго-восточной части Главного синклинория, в зоне его сочленения с Прибрежным поднятием. Один из таких выступов располагается в бассейне левых притоков р. Судзухе и в бассейне р. Таухе. Обнажающиеся здесь отдельные блоки пермских пород на небольшой глубине образуют единый массив, который по системе разломов северо-западного направления постепенно погружается на северо-восток под верхнемеловые эффузивы. Далее к северо-востоку располагаются так называемые Щербаковский, Фурмановский и Кавалеровский выступы, разделенные между собой крупными вулканотектоническими впадинами. Значительная часть первого выступа скрыта под вулканогенными отложениями кисинской, сияновской и богопольской свит в среднем и нижнем течении рр. Пфусунг и Садага, однако мощность последних не превышает первых сотен метров. Фурмановский выступ занимает нижнее и среднее течение р. Аввакумовка. По своей характеристике эта структура во многом аналогична

предыдущей. Наиболее крупным является Кавалеровский выступ, он представляет часть более общей положительной структуры в мезозойском комплексе восточной окраины Сихотэ-Алиня, распространяющейся, с одной стороны, до окрестностей пос. Тетюхе, а с другой — до бух. Тадуши. Существование указанной структуры обнаруживается не только в гравитационном поле. Она вскрыта в довольно многочисленных обнажениях каменноугольных и пермских образований в окрестностях пос. Кавалерово и Тетюхе. На остальной площади палеозойский комплекс перекрыт породами мезозойского возраста. Кавалеровский выступ является сложной блоковой структурой, строение которой рассмотрено И. И. Антушевич (1968).

Крупный погребенный выступ палеозойского комплекса располагается в бассейне р. Татибе, где на площади, занимающей практически все Арму-Бикинское междуречье, можно предположить проникновение структур Главного антиклинория в пределы мезозойского Сихотэ-Алиня. Существование указанного выступа отразилось на характере местной мезозойской структуры. По данным А. И. Бурдэ и В. К. Мостового (1963, 1965), на рассматриваемой площади широко развиты искривленные складки, зачастую теряющие свою линейность; появляется сложная сетка разломов. Указанные авторы выделили здесь так называемый «жесткий Татибинский блок». Э. П. Изох (1966) также обратил внимание на этот участок, выделив «переходную зону Бикинского блока».

Два участка предполагаемых скрытых поднятий докембрийских образований установлены и во внутренней зоне Главного синклинория. Судя по гравитационным аномалиям, они не имеют непосредственной связи с Главным антиклинорием или Прибрежным поднятием. Один участок располагается в междуречье Имана, Колумбе и Большой Синанчи, а второй — в междуречье Бикина, Улунги, Кемы и Арму.

Глубина залегания всех рассмотренных поднятий различна. В южной части Главного синклинория вплоть до бассейна р. Фудзин мощность перекрывающих мезозойских осадочно-вулканогенных отложений не превышает 1 000 м. К северу от нижнего течения р. Иман предполагаемые положительные структуры располагаются на глубине 4000 м и более.

Наличие погребенных структур в пределах Главного синклинория вскрывает важную особенность его строения и развития. Из приведенных данных следует, что основание мезозойского комплекса весьма неоднородно. Формирование рассматриваемых структур происходило, видимо, в течение всей геологической истории Главного синклинория, вплоть до его превращения в горную страну.

Примером структур раннего заложения в северной части синклинория может служить Татибинский выступ. О его существовании можно говорить по крайней мере со времени мезозойского осадконакопления, так как он является членом более обширной Иманской структурно-тектонической зоны, развитие которой началось в допозднепалеозойское время (Размахнин, 1959; Кулинич, Толмачева, Жуковская, 1967). Относительно древним является и Кавалеровский выступ, палеозойское ядро которого в качестве поднятия также существовало в докембрийское время. Об этом свидетельствуют, например, мелководные (рифовые) верхнепалеозойские известняки в окрестностях пос. Кавалерово и Тетюхе.

К структурам, образовавшимся в орогенный и более поздний этапы развития, относятся, видимо, те поднятия, которые разделяются поздне-меловыми вулканотектоническими впадинами или образуют с ними сопряженные структуры. Сюда надо включить Щербаковский и Фурмановский выступы, а также большинство подобных структур восточного склона Сихотэ-Алиня.

Есть основание предполагать, что структуры, выделяемые сейчас как выступы или изолированные поднятия, были относительно стабильными. В период мезозойского осадконакопления они не вовлекались в глубокое

погружение (риффы и наличие грубообломочных отложений в мезозойских толщах), а во время складкообразования служили упорами (искривление мезозойских складок). На орогенном этапе такие участки не претерпевали существенных вертикальных дислокаций, связанных с образованием вулкано-тектонических прогибов.

Средняя плотность обнаженных верхнепалеозойских и мезозойских дислоцированных отложений практически не различается и составляет 2,60—2,62 г/см³. Отсюда следует, что гравитационные максимумы, связанные с описанными скрытыми поднятиями, по-видимому, обусловлены распространением вулканогенных и интрузивных формаций базитового ряда. В свою очередь это приводит к предположению о возникновении описанных скрытых структур в условиях коры с неразвитым гранитным слоем (океанической или субокеанической), а мезозойского комплекса в условиях уже существовавших складчатых сооружений.

Проведенный анализ показал, что большинство локальных минимумов силы тяжести в складчатых сооружениях Сихотэ-Алиня приурочено к выходам гранитов. Наиболее отчетливая и постоянная связь наблюдается между гравитационными минимумами и кислыми интрузиями верхнемелового магматического комплекса. Это позволило выявить на рассматриваемой площади значительное количество скрытых крупных интрузивов.

Положение гранитных массивов тесно связано с крупными разломами разного направления. Чаще всего они располагаются в узлах их пересечения или на участках, заключенных между разнонаправленными тектоно-магматическими зонами. В результате обособляются определенные тектоно-магматические узлы и районы. Таковы, например, четыре наиболее крупных района, совпадающих с Южно-Приморским, Верхне-Иманским, Арму-Иманским и Верхне-Бикинским гравитационными минимумами.

Положение гранитных интрузий в первом районе связано с Центральным разломом, а также с крупными разломами меридионального и северо-западного направлений. Общее интенсивное понижение гравитационного поля свидетельствует, видимо, о наличии здесь единого глубинного магматического очага. По количественным оценкам основание гранитных масс в Южно-Приморском районе располагается на глубине порядка 10—12 км.

Верхне-Иманский тектоно-магматический район характеризуется не только сосредоточением крупных интрузивных массивов, но и широким развитием разновозрастных вулканогенных образований. Весьма характерны вулкано-плутонические формации. Развитие и обособление района тесно связано с разломами северо-западного и широтного направлений, проходящими в бассейне рр. Даданцы и Березовой. Предполагается наличие единого глубинного магматического очага, а «корни» гранитных масс, по расчетам, уходят на глубину около 10 км. На поверхности широко развиты вторично измененные породы, претерпевшие на обширных площадях ороговикование, хлоритизацию, турмалинизацию, окварцевание и др. Ю. Н. Размахнин (1966) связывает это явление с позднемеловым интрузивным магматизмом, что в общем хорошо согласуется с нашим представлением о глубинном строении Верхне-Иманского района.

Одним из наиболее крупных тектоно-магматических районов является Арму-Иманский. Магматизм в его пределах связан главным образом с Центральным разломом и секущими его тектоническими зонами восток-северо-восточного направления. Как и для предыдущего, для него характерно широкое развитие полей ороговикования и других вторично измененных пород. Расчетная глубина залегания основания гранитных масс здесь увеличивается до 12—14 км. Можно полагать, что соответственно увеличивается и глубина магматического очага.

Верхне-Бикинский район по глубинной характеристике идентичен предыдущему. Однако граниты распространяются здесь на глубину до 14—15 км.

Описанные тектоно-магматические районы располагаются в непосредственной близости друг от друга и обособляются благодаря участию в их строении разломов неодинакового направления. В региональном гравитационном поле все они объединяются общим понижением аномалий силы тяжести, что, вероятно, можно связывать с общей глубинной гранитизацией земной коры в данной зоне. Последняя в целом тяготеет к Центральному разлому, усложняясь благодаря влиянию секущих разломов различного направления. Зона глубинной гранитизации и наиболее широкого распространения кислых интрузий, как видно из приведенного описания, приурочена в основном к Главному синклинорию. Однако на западе она частично распространяется и на восточную часть Главного антиклинория Сихотэ-Алиня.

Из всего сказанного можно сделать вывод, что на рассматриваемой площади существует единая магматическая зона, внутри которой исключительное развитие получил кислый магматизм. Последнее подтверждается как широким площадным распространением зоны, так и большой вертикальной мощностью гранитизированного геологического пространства. В связи с этим уместно отметить, что глубина залегания нижней кромки гранитных массивов, рассчитанная для участков, расположенных за пределами рассматриваемой зоны, чаще всего составляет 3—5 км. По интенсивности проявленного магматизма и занимаемой площади указанная зона превосходит все остальные участки развития гранитов в Приморье. На этом основании ее предлагается обособить, назвав Сихотэ-Алинским гранитным поясом.

В характере распространения позднемезозойского магматического комплекса и описанных скрытых поднятий существует взаимосвязь. В большинстве случаев более активной магматической проработке подвержены участки, располагающиеся между этими структурами. Такое явление могло возникнуть по разным причинам. С одной стороны, мезозойские структуры в период магматической активизации были, по всей вероятности, менее консолидированы и более проницаемы, чем погребенные до мезозойские поднятия. Кроме того, состав мезозойских отложений явился более благоприятной средой для формирования магматических объектов кислого состава. В этом отношении показательны данные А. И. Бурдэ (1968), согласно которым средний состав осадочных отложений Главного синклинория близок к гранодиоритам. С другой стороны, в комплексе средне-верхнепалеозойских складчатых образований, обнажающихся в структурах южного и юго-западного Приморья и создающих, как описанные скрытые поднятия, повышенную гравитацию, широко развиты эвгеосинклинальные формации базитового ряда. Подобные формации можно распространить, видимо, и на погребенные структуры Главного синклинория. Таким образом, первичный вещественный состав мезозойских отложений синклинория явился наиболее благоприятной средой для образования крупных гранитных массивов на завершающей стадии развития Сихотэ-Алинской складчатой области. Приведенные выше расчетные данные о глубине распространения гранитов в Главном синклинории в общем близки к суммарной мощности мезозойских отложений данной структурно-фациальной зоны. Это убедительно показывает, что позднемезозойские кислые интрузии не выходят за пределы мезозойского комплекса и связаны с ним, по всей вероятности, генетически.

Сопоставление описанных особенностей строения мезозойских Сихотэ-Алиня с известной рудоносностью Приморского края позволило установить некоторые закономерности в размещении оловянных и вольфрамовых рудопроявлений. Большинство указанных рудопроявлений тяготеет

к гравитационным минимумам, для которых установлена гранитная природа. В целом больше половины всех известных проявлений олова и вольфрама сосредоточено в Сихотэ-Алинском гранитном поясе и в других зонах с интенсивно развитым позднемезозойским кислым магматизмом. Большинство из них концентрируется в Южно-Приморском, Верхне-Иманском, Арму-Иманском и Верхне-Бикинском тектоно-магматических районах. На этом основании последние можно рассматривать и в качестве рудогенерирующих районов. Внутри них рудная минерализация сосредоточивается по периферии скрытых домезозойских поднятий. Это особенно характерно для юго-восточных районов Сихотэ-Алиня.

С. И. ГУРВИЧ, Б. А. КУЛЕШОВ, Ф. Э. СТРУЖКОВ, В. Б. ТЕРЕНТЬЕВ

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ

В размещении гранитоидных интрузий и ассоциирующих с ними месторождений и рудопоявлений олова в рассматриваемом регионе исключительная роль принадлежит разрывным нарушениям, что отмечается многими исследователями и для других оловоносных районов Союза. Имеющиеся геологические и геофизические материалы, а также результаты исследований Б. М. Рыбакова (1967) и авторов (Гурвич, Лугов, Стружков, Терентьев, 1969) позволяют наметить определенные закономерности в размещении оловоносных площадей в пределах Центральной Чукотки.

Установлена серия зон разломов глубокого заложения северо-восточного, субмеридионального и северо-западного (субширотного) простираний.

Под разломами глубокого заложения авторы, согласно с представлениями А. В. Пейве (1956), понимают весьма протяженные разрывные нарушения, которые существенно влияют на распределение структурно-формационных зон и расположение интрузивных образований.

Наиболее крупные разломы согласны со складчатостью и разделяют пликативные структуры первого порядка. К таковым относятся Пыркакайский, Северный, Ичувеевский, Куветский, Право-Куветский, Пегтымельский, Право-Кусьвеевский, Лево-Кусьвеевский, Прибрежный, Велиткенайский и Кайнваамский разломы.

В современном эрозионном срезе разломы северо-западного простирания проявляются серией сближенных разрывов, зонами дробленных пород, поясами малых интрузий кислого и среднего состава. По разломам этого направления происходило внедрение Велиткенайской, Северной, Янранайской, Право-Ичувеевской, Куйвиевской и других гранитоидных интрузий. Разломы четко фиксируются геофизическими методами. Так, Куветский разлом отмечается цепочкой магнитных аномалий интенсивностью до 200 гамм и гравитационной ступенью до 7 мгл. Блоковое перемещение фундамента, согласно данным М. Б. Рыбакова (1967), составляет здесь не менее 2 км. Куветский разлом ограничивается с юго-запада Куульское поднятие, а мощность осадочных образований резко возрастает к югу от него.

Пыркакайский и Северный разломы проходят вдоль оси Паляваамского синклиория, где наблюдаются максимальные мощности мезозойского осадочного комплекса до 7—9 км. Эти разломы выделяются на меридиональных гравиметрических профилях и карте локальных аномалий силы тяжести аномалиями уступа. Перемещение блоков фунда-

мента по этим разломам достигает не менее 3 км. В западной и центральной частях Пыркакайский разлом выделяется линейными магнитными аномалиями интенсивностью более 200 гамм. Вблизи разломов наблюдается смена простираний складчатых структур.

Наряду с разломами северо-западного (субширотного) направления выделена целая серия поперечных разломов северо-восточного и субмеридионального простираний. Вдоль этих разломов размещаются основные оловоносные зоны Центральной Чукотки: Певекская (Валькумейская), Пырканаянская (Центрально-Чукотская), Палянская, Киберовская, Карпунгская, Кукенейская, Пырканайская, Яканская и Средне-Куветская. Такая интерпретация оловоносных зон для территории Центральной Чукотки производится впервые*. Поперечные разломы представлены зонами смятия и сериями сближенных разрывных нарушений. Они сопровождаются дайками среднего и кислого состава, а также полями гидротермально измененных пород. Разломы контролируют выходы гранитоидов (Лоотайпынский, Киберовский, Карпунгский, Гытойгынский, Кукенейский и др. массивы). Протяженность поперечных разломов в пределах региона составляет 70—180 км, мощность от 5 до 12—15 км.

По геофизическим данным разломы выражаются сменой направления изоаномал, гравитационными уступами и линейными положительными магнитными аномалиями. В поперечном разрезе они имеют ступенчатое строение и делят пликативные структуры первого и более высоких порядков на поперечные блоки с различной мощностью осадочных толщ. Так, если в блоке между Кукенейским и Карпунгским разломами мощность осадочных толщ равна 3—5 км, то в блоке между Карпунгским и Киберовским разломами она уже составляет 2—3 км. При переходе через зоны разломов часто изменяется литологический состав пород, меняется их дислоцированность, а также форма и направление складчатых структур геосинклиального комплекса. Подобный тип разломов, развитых на Северо-Востоке СССР, А. А. Николаевский (1964) относит к межглыбовым.

Касаясь возрастных взаимоотношений разломных структур различной ориентировки, можно отметить, что наиболее древними являются разломы северо-восточного простирания, заложение которых произошло, по-видимому, еще в палеозойском складчатом фундаменте в период герцинского тектогенеза. Они обусловили блоковое строение территории, различные мощности и фациальную изменчивость мезозойских осадков и относятся к межглыбовым глубинным разломам. Амплитуда перемещения по ним достигает сотен и первых тысяч метров.

Дизъюнктивы северо-западного и субширотного направлений в основном являются соскладчатыми, заложение их произошло в период колымско-невадской (киммерийской) складчатости (Тильман, 1967). Они относятся к межформационным продольным разломам осадочного чехла, подтверждением чего могут служить многочисленные тектонические контакты между различными толщами, свитами и отдельными пачками осадочных пород. Довольно часто эти разломы приурочены к местам резких перегибов складчатых структур. Амплитуда перемещения по ним также достигает в некоторых случаях первых километров. Активизация разломов северо-западного и северо-восточного направлений имела место в позднеюрское — меловое время, когда происходило внедрение основных масс магматических пород.

Большинство разрывов относится к крутым сбросам и взбросам. Наиболее значительные из них сопровождаются оперяющимися трещинами, к которым в большинстве случаев приурочены дайки, кварцевые жилы, а также зоны брекчированных и окварцованных пород.

* Ранее В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталовым (1963) отмечалась Валькумейская зона,

Поперечным разломам принадлежит особая роль в размещении оловоносных зон. Положение рудных узлов в пределах этих оловоносных зон определяется их пересечениями с продольными разломами северо-западного и широтного направлений. Последние данные свидетельствуют о том, что нарушения северо-западного простираения являются рудоконтролирующими, что можно видеть на примере Пыркакайского и Куйвиеем-Гыргычанского оловорудных узлов. Разрывные нарушения, поперечные складчатых структурам, в основном являются рудовмещающими. Особого внимания заслуживают места пересечения зон разломов северо-восточного (субмеридионального) простираения с зонами разломов северо-западного (широтного) направления. В таких узлах пересечения, имеющих совершенно определенное положение в складчатых структурах, очень часто локализируются рудоносные интрузии (кислого и ультракислого состава) и большинство известных оловорудных месторождений и сопровождающих их россыпей (Певекский, Пыркакайский, Куйвиеем-Гыргычанский, Пытлянский, Лево-Кевеемский, Тамнеквуньский, Лево-Пегтымельский, Куветский, Биллингский оловорудные узлы), а также намечаются перспективы выявления новых оловоносных объектов.

Эти важные закономерности в размещении оловоносных площадей позволяют более целеустремленно проводить поисковые работы, сосредоточив их в пределах локальных площадей.

А. П. МИЛОВ

О ВЛИЯНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЧУКОТКИ

Среди гранитоидов Чукотки, связанных с развитием мезозоид и Охотско-Чукотского вулканического пояса, резко преобладают богатые кальцием биотит-амфиболовые фации с содержанием кремнезема от 60 до 70%. В мезозоидах эти породы представляют раннюю фазу позднемезозойского гранитоидного магматизма (Гельман, 1963) или ранние этапы формирования гранодиорит-гранитной формации (Милов, Соболев, 1968). Биотит-амфиболовыми гранитами сложена большая часть крупнейших плутонов севера Центральной Чукотки — Велиткенайского, Мольтыканского, Тауреранского, Куэквуньского, Иультинских и др. Формирование их происходило в середине раннего мела. В большинстве случаев гранитоиды прорывают и метаморфизуют триасовые толщи, но местами (Чаунская губа, Анойский район) они рассекают также и валанжинские отложения. Верхняя возрастная граница устанавливается по перекрытию гранитоидов апт-альбскими вулканическими покровами чаунской серии (Мольтыканский интрузив). Возраст гранитоидов в пределах северного отрезка вулканического пояса (Средне-Анадырский район, верхнее и среднее течение р. Анадырь) несколько моложе и в целом соответствует альб-сеноману, причем, если во внешней зоне пояса (Оканайтский, Нижне-Яблонский и Пеледонский интрузивы) они отвечают сеноману, то во внутренней зоне (Ворожейский интрузив) — позднему альбу (Васецкий, 1963).

В составе интрузивов, локализующихся в структурах мезозоид, отмечаются кварцевые диориты и монцониты, гранодиориты, граносиениты и нормальные граниты. Все эти породы, среди которых преобладают гранодиориты, связаны постепенными переходами, причем основные разновидности гранитоидов обычно приурочены к эндоконтактовым зонам плуто-

нов. Этим комплексом пород сложены ранние фазы Велиткенайского, Тауреранского, Куэквуньского и Иультинских интрузивов. Минеральный парагенезис гранитоидов характеризуется ассоциацией андезина (№ 48—30; в ядре зональных кристаллов до № 56, в кайме — до № 25—20) с калинатровым полевым шпатом, роговой обманкой, биотитом и моноклинным пироксеном. Калинатровый полевой шпат представлен промежуточным ортоклазом — промежуточным микроклином ($2V = 60—80^\circ$; $\angle \perp (010) = 6—17^\circ$; $\angle \perp (001) = 2—6^\circ$). Часто минерал обнаруживает решетчатое строение. Широко распространены разнообразные по морфологии пертиты распада и замещения. Биотит характеризуется сравнительно низкой железистостью (48—52%) и высокой глиноземистостью (19—21%). Степень окисления железа в минерале очень низкая и не превышает 0,1. Железистость роговой обманки — 38—43%, а глиноземистость — 7—8. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, ильменитом и в весьма незначительном количестве (сотые доли процента) магнетитом. Наличие ортита во всех разновидностях пород указывает на редкоземельную специализацию исходного расплава.

Гранитоиды характеризуются широким проявлением постмагматических изменений ранней щелочной стадии (Коржинский, 1955), проявившихся в калишпатизации и альбитизации пород, а также в интенсивной мирмекитизации плагиоклаза. Калинатровый полевой шпат в основных разновидностях гранитоидов часто образует крупные (до 5—8 см по оси [100]) метакристаллы.

Дайковый комплекс, сопровождающий биотит-амфиболовые гранитоиды, представлен многочисленными телами лампрофиров — керсантитов, спессартитов, диоритовых порфиритов, аплитов, пегматитов и лейкократовых гранитов. В зоне экзоконтакта интрузивов часто отмечаются гранодиорит- и гранит-порфиры. Местами дайки образуют линейные, довольно протяженные (около 100 км) пояса, локализующиеся вблизи выходов гранитоидов. Экзоконтактовый ореол метаморфизованных гранитоидами терригенных и карбонатных пород сложен кварц-биотитовыми, кварц-биотит-роговообманковыми, кварц-кордиеритовыми и другими роговиками, относящимися к роговообманково-роговиковой фации контактового метаморфизма. Ширина ореола достигает 1—2 км.

В петрохимическом отношении рассматриваемые породы большей частью обнаруживают повышенную щелочность («а» > 13). Соотношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ (в весовых %) колеблется в них от 1 : 1 до 1 : 3 и в среднем составляет 1:1,5. Судя по величине характеристики «п» (42—55) и коэффициенту агпаитности ($\frac{\text{Na}+\text{K}}{\text{Al}} = 0,72$), гранитоиды относятся к калиевой серии пород. Обращает на себя внимание весьма низкая степень окисления железа, не превышающая 0,5 (среднее 0,2).

Данные палеомагнитного изучения пород (Миров, Печерский, Иванов, 1964) показывают, что гранитоиды относятся к немагнитным или слабо магнитным. Естественная остаточная намагниченность составляет около $300 \cdot 10^{-6}$ CGSM, но чаще менее $100 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Содержание магнетита в гранитоидах обычно составляет сотые, редко десятые доли процента.

Биотит-амфиболовые гранитоиды в чукотских мезозоидах обычно сопровождаются бедными кальцием биотитовыми гранитами, слагающими в интрузивах поздние фазы.

Анализ минеральных парагенезисов рассматриваемых пород показывает, что формирование их протекало в условиях нормальной и повышенной щелочности (повышенного химического потенциала калия), отвечающих I и II полям диаграммы парагенезисов Д. С. Коржинского (1946). Кристаллизация пород происходила при низком кислородном потенциале, что выразилось в незначительной степени окисления железа пород и минералов, а также в малых содержаниях магнетита. Петрогра-

фические особенности гранитоидов, их геологические условия локализации, характер контактового метаморфизма, дайковый комплекс и т. д. указывают на гипабиссальную обстановку (1—2 км) становления плутонов.

Гранитоиды внешней зоны вулканического пояса, представленные гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, адамеллитами и нормальными гранитами, несмотря на сходство минеральных парагенезисов с соответствующими породами чукотских мезозоид, обнаруживают существенные отличия. Прежде всего это касается свойств главных породообразующих минералов. Калинатровый полевой шпат представлен в них менее упорядоченным ортоклазом ($2V = 56-70^\circ$, обычно $58-64^\circ$) со слабо выраженными пертитами распада. Биотиты и роговые обманки имеют повышенную железистость — соответственно 50—66% и 40—45%. Характерна очень высокая степень окисления железа в биотитах — 0,36—0,59. Биотиты, кроме того, обнаруживают значительно более низкую глиноземистость — 11—15. Комплекс акцессорных минералов представлен магнетитом, апатитом, цирконом и в меньшей мере сфеном. Ортит практически отсутствует. Высоким содержанием магнетита (0,5% и более) обусловлена сильная намагниченность гранитоидов. Магнитная восприимчивость в них составляет $(900-3000) \cdot 10^{-6}$ CGSM, а остаточная намагниченность — $(500-800) \cdot 10^{-6}$ CGSM.

Постмагматические изменения ранней щелочной стадии для рассматриваемых пород не отмечаются. Вместе с тем весьма характерна постмагматическая эпидотизация, хлоритизация, альбитизация и карбонатализация. Схизолиты распространены ограниченно и представлены редкими дайками аплитов, лейкократовых гранитов и гранодиорит-порфиров. Следует отметить практически полное отсутствие лампрофиров. Зоны контактово-метаморфических пород пироксен-роговиковой и рогово-обманково-роговиковой фаций — маломощные и не превышают 200—300 м.

Гранитоиды нередко имеют повышенную щелочность, но соотношение $Na_2O : K_2O$ в них несколько меньше и в среднем составляет 1 : 1, причем Na_2O большей частью преобладает над K_2O . Кроме того, породы характеризуются более высокой глиноземистостью, что выражается в меньших значениях коэффициента агаитности (0,7 в мезозоидах против 0,6 в поясе). Резкие различия гранитоидов вулканического пояса и мезозоид устанавливаются по степени окисления железа. Величина $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ в гранитоидах пояса, как правило, превышает 0,7.

Яркой особенностью биотит-амфиболовых гранитоидов, связанных с развитием вулканического пояса, является постоянная ассоциация их с габбро, которые в интрузивах выделяются в качестве ранних фаз. Габбро обычно лейкократовые с постоянной примесью кварца и калинатрового полевого шпата, образующих микропегматитовые сростания. Из темноцветных минералов характерны роговая обманка и моноклинный пироксен.

Формирование гранитоидов внешней зоны вулканического пояса происходило в приповерхностных условиях, в пределах первых сотен — тысячи метров, что кроме геологических данных подтверждается широким развитием микропегматита, полным отсутствием мирмецитов, высоким содержанием магнетита и высокой намагниченностью пород, высокой степенью окисления железа биотитов, характерной для биотитов излившихся пород (Маракушев и др., 1966); маломощными зонами ороговоженных пород, слабым развитием схизолитов и другими признаками. Подавляющая часть гранитоидов характеризуется устойчивостью роговой обманки в присутствии калинатрового полевого шпата и ассоциацией последнего с довольно основным (№ 30 и более) плагиоклазом. Этот парагенезис указывает на повышенный химический потенциал калия при формировании гранитоидов. В целом становление гранитоидов

внешней зоны вулканического пояса происходило в условиях высоких температур, высокого кислородного потенциала и повышенной щелочности.

Гранитоиды внутренней зоны вулканического пояса, слагающие крупнейший в Средне-Анадырском районе Ворожейский плутон, по особенностям темноцветных минералов и калинатрового полевого шпата, комплексу акцессорных минералов, схизолитам, характеру контактового метаморфизма, степени окисления железа и общей щелочности практически не отличаются от гранитоидов внешней зоны. Главное различие между ними устанавливается в петрографическом составе пород и соотношении щелочей. Гранитоиды внутренней зоны пояса образуют серию пород с достаточно резко выраженным натровым характером. Это диориты и кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты, плагиограниты, в которых содержание калинатрового полевого шпата колеблется от 1 до 7% и даже в наиболее кислых разностях не превышает 10—12%. Кроме того, в интрузивах широко распространены меланократовые разности пород и особенно диориты, практически отсутствующие в составе плутонов внешней зоны вулканического пояса. Диориты выделяются в качестве самостоятельной фазы. Гранитоиды постоянно сопровождаются габбро. Последние часто содержат оливин и нередко расслоены.

Соотношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ в породах обычно превышает 2 : 1, а характеристика «п» — 65 и составляет в среднем 72—73. Формирование гранитоидов происходило в условиях нормальной щелочности, а наиболее кислых разностей — плагиогранитов — при повышенном потенциале натрия. По глубине становления описываемые породы в общем сопоставляются с гранитоидами внешней зоны вулканического пояса.

Отмеченные различия в петрологических особенностях близких по минералогическому составу гранитоидов различных тектонических зон Чукотки четко связываются с особенностями их структурного положения и, по-видимому, отражаются на характере проявлений их связи с вулканизмом.

Гранитоиды чукотских мезозоид, слагающие очень крупные (до 1600 км^2), пластообразные, лакколитообразные, куполовидные и штокообразные тела, локализуются, главным образом, в терригенном геосинклинальном комплексе. Интрузивы располагаются как в антиклинальных, так и в синклинальных структурах, контролируясь протяженными зонами разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Иногда с формированием гранитоидов связаны небольшие по объему поля вулканитов кислого и среднего состава (Гельман, 1963). В этих случаях гранитоиды «выходят» из терригенного геосинклинального комплекса и внедряются в вулканические покровы. Но и в такой обстановке их петрологические особенности практически не отличаются от более глубоководных образований, что отмечалось М. Л. Гельманом.

Куполообразные и штокообразные плутоны внешней зоны вулканического пояса, имеющие несколько меньшие размеры ($150\text{—}400 \text{ км}^2$), прорывают структуры мезозоид, образующие основание вулканических покровов, и локализуются в вулканических толщах андезитового и андезито-базальтового состава. С внедрением гранитоидов связаны куполовидные вулканоструктуры и поднятия, причем интрузивы обычно приурочены к центральным частям этих структур. Гранитоиды сопровождаются формированием игнимбритов, образующих поля «больших объемов». Объем этих вулканических образований достигает 4000 км^3 . Комплекс акцессорных минералов и качественный состав элементов примесей пироксеновых игнимбритов липаритового, липарито-дацитового и дацитового состава практически идентичны гранитоидам. По сравнению с последними игнимбриты отличаются только несколько повышенной ролью натрия.

Таким образом, для игнимбритов можно предположить прямую ге-

нетическую связь с расплавами, породившими гранитоидные плутоны, хотя по времени проявления последние являются несколько более поздними. Исходя из условий формирования игнимбритов и гранитоидов как естественной ассоциации горных пород, надо подходить и к объяснению в различии характера щелочности.

Линейные, трещинные плутоны биотит-амфиболовых гранитоидов внутренней зоны вулканического пояса интродуцированы в геосинклинальные вулканогенно-осадочные толщи периферических частей Анадырско-Корякской складчатой системы и в перекрывающие их без видимого несогласия апт-альбские вулканические покровы андезито-базальтового и базальтового состава. С внедрением гранитоидов связано образование крупного Мургальского поднятия. По отношению к Анадырско-Корякской системе эти гранитоиды могут рассматриваться как специфические образования геантиклинального магматизма. Характерно, что они не сопровождаются игнимбритами.

Изложенный материал показывает, что петрологические особенности биотит-амфиболовых гранитоидов Чукотки, формирование которых происходило в приповерхностных условиях и в сравнительно узкий интервал времени, зависят исключительно (или почти исключительно) от особенностей строения земной коры и тектонических условий их становления. Этими факторами определялись среда локализации гранитоидов (положение в том или ином структурном ярусе), температурные условия формирования пород, концентрация воды в расплаве и кислородный потенциал, а также режим кислотности — щелочности.

Л. И. ИЗМАЙЛОВ, А. Д. ЧЕХОВ

ГЛАВНЕЙШИЕ СИСТЕМЫ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНЬЯЛИ-ДЕБИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Характеризуемый отрезок синклинория располагается в бассейне р. Колымы (между устьями рр. Детрина и Буюнды) и граничит на северо-востоке с Омудевским складчато-блоковым поднятием, а на западе и юге соответственно с Аян-Юряхским антиклинорием и Балыгычанским районом пологих дислокаций (Тильман и др., 1969). В строении синклинория главное участие принимает мощный (до 10 км) комплекс преимущественно терригенных отложений триасово-юрского возраста. Алевритово-сланцевые, иногда туфогенные отложения триаса, составляющие в совокупности аспидную формацию, слагают юго-западное и северо-восточное крылья синклинория, флишевые образования юры развиты в его осевой зоне, образуя здесь две протяженные синклинали (I порядка).

Все породы интенсивно смяты в сложные и весьма разнообразные в морфологическом отношении линейные складки северо-западного и субширотного простирания и разбиты многочисленными разрывными нарушениями. Широким развитием последних обусловлены как основные особенности развития и современной морфологии синклинория, так и проявление в его пределах интенсивного и весьма разнообразного магматизма и связанного с ним обильного золотого и др. оруденений.

По геологическим и геофизическим (главным образом аэромагнитным) данным разрывные нарушения в районе образуют по ориентировке их в пространстве четыре основные системы: северо-западную, северо-восточную, субмеридиональную и субширотную (см. рис.).

Наиболее многочисленны разрывы северо-западного направления, обычно являющиеся по отношению к простиранию складчатых структур продольными, но иногда занимающие и отчетливое секущее положение. Главные разломы этой системы — Дарпир и Чай-Урьинский — ограничивают синклинорий почти на всем его протяжении с северо-востока и юго-запада. Во внутренней части синклинория к наиболее крупным дизъюнк-

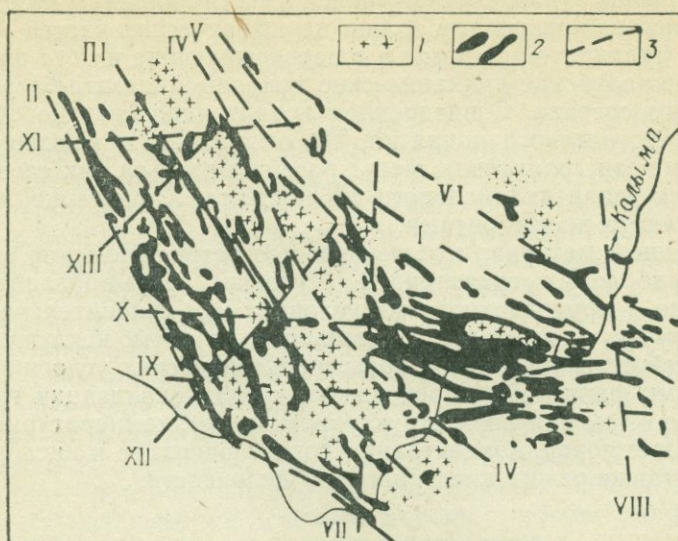


Схема магнитных аномалий и разрывов юго-восточной части Иньяли-Дебинского синклинория

1 — интрузии гранитоидов; 2 — аномалиеобразующие объекты; 3 — главные дизъюнктивы: I — Дарпир, II — Чай-Урьинский, III — Бурганди, IV — Кунтук, V — Момантай, VI — Улахан, VII — Тирехтяхский, VIII — Среднеканский, IX — Паутовский, X — Маякский, XI — Северо-Чьоргинский, XII — Хейджано-Мылгынский, XIII — Нижне-Аркагалинский

тивам этой же системы относятся разломы Бурганди, Кунтук и Момантай (Мерзляков, 1966). Несколько особое положение в структуре синклинория (отчетливо секущее) занимает разлом Улахан, характеризующийся той же северо-западной ориентировкой.

Перечисленные разломы имеют региональное значение и прослеживаются до 1 000 км, вертикальная амплитуда смещения достигает 3—5 км. Все они обладают сходной морфологией и общим типом смещения. В плане разломы обычно прямолинейны и плавно изгибаются лишь в долине р. Колымы, где пересекаются мощной зоной субширотных разрывов. На поверхности разломы выражены широкими (до 10—15 км) зонами развития интенсивной трещиноватости, дробления и повышенной минерализации пород. Они контролируют многочисленные серии даек, жилы, субвулканические тела, штоки и батолитоподобные массивы гранитоидов, образующие протяженные ряды. Плоскости разрывов падают в северо-восточном направлении, что подтверждается геологическими и геофизическими данными. В кинематическом отношении разломы классифицируются как взбросо-сдвиги, причем взбросовые перемещения на отдельных интервалах разломов сменяются крупноамплитудными надвигами, а сдвиговые подвижки, как показывает анализ структурного рисунка разрывов, носят обычно правосторонний характер.

Палеотектонический анализ указывает на существование большинства разломов, начиная по крайней мере с позднепалеозойского времени. Особенно отчетливо осадкоконтролирующая роль разломов характеризуемой системы проявилась в триасовый и юрский периоды, когда

они разграничивали существенно различные структурно-формационные зоны геосинклинальной системы. В период складчатости (поздняя юра — ранний мел) и позднее разломы неоднократно активизировались. Сначала вдоль них происходили, по-видимому, взбросовые и надвиговые подвижки, а позднее сдвиговые. В совокупности с разломами других систем они представляли активные магмо- и рудоконтролирующие структуры. Подновление разломов в кайнозойе выразилось в заложении вдоль них неотектонических впадин.

Нарушения субмеридионального простирания образуют сравнительно редкую сеть, обычно располагаясь под острым углом (реже поперечно) к простиранию складчатых структур. В центральной части характеризуемого района находится Обинская (Тирехтяхская) зона разрывных нарушений; северо-западнее, вдоль р. Индигирки, проходит Тас-Кыстабытская (Прииндигирская), а в восточной оконечности синклиория (в бассейне р. Среднекан) намечается Среднеканская зона нарушений.

Морфологически все они представляются в виде широких (десяtkи километров) и весьма протяженных линейных ослабленных зон повышенной трещиноватости пород, интенсивно насыщенных интрузивными образованиями. Иногда такие ослабленные зоны подчеркиваются поперечными антиклинальными перегибами складчатых структур синклиория. Они всегда отчетливо фиксируются по геофизическим данным. В частности, Тирехтяхская зона разрывов разделяет описываемую территорию на две крупные аномальные по магнитному полю зоны — западную и восточную. В пределах первой из них аномалии имеют преимущественно северо-западное простирание и характеризуются относительно большой глубиной залегания аномалиеобразующих объектов; в восточной зоне простирание аномалий субширотное, глубина залегания намагниченных объектов меньшая. Интенсивность аномалий в западной зоне слабее.

Представляется, что характеризуемые субмеридиональные ослабленные зоны можно рассматривать в качестве скрытых разломов в фундаменте складчатой системы и считать их наиболее древними. Они активизировались в период складчатости и особенно в позднем мелу, когда контролировали магматизм и оловянное оруденение. Для них характерны левосторонние сдвиговые перемещения.

Достаточно широко в пределах синклиория развита система субширотных разрывов. Значительные сгущения разрывных нарушений этого направления, отвечающие, очевидно, зонам глубинных разломов, наблюдаются в южной части синклиория и к северу от характеризуемого района (в бассейне р. Индигирки), где ими часто обусловлена такая же субширотная ориентировка складчатых структур. Наиболее крупными дизъюнктивами этой системы в районе являются Паутовский и Маякский разломы. Первый из них наиболее отчетливо выражен на левобережье нижнего течения р. Оротукан, где проходит вдоль границы синклиория с Бальгычанским районом пологих дислокаций и, возможно, характеризуется поддвиговым типом смещения. Отсюда Паутовский разлом отчетливо протягивается к западу на левобережье р. Колымы, обуславливая, по-видимому, центриклинальное замыкание одной из синклинальных складок синклиория. Далее он уходит в пределы Аян-Юряхского синклиория (низовья р. Кулу). Интересно, что батолитоподобные массивы (Тыэллахский, Малый и Большой Анначаг, Уза-Ина), контролируемые этим разломом, в свою очередь часто секутся и смещаются разрывными нарушениями того же субширотного простирания. Наличием левых сдвиговых перемещений по Паутовскому разлому, возможно, объясняются и упоминавшиеся ранее плавные дугообразные изгибы разломов продольной системы.

Маякский разлом прослеживается вдоль долины р. Колымы в районе ее больших излучин и протягивается отсюда к западу через южную

оконечность массива Негаях, в низовьях р. Берелех. На всем протяжении он выражен сгущением даек (на западе их поперечными сериями) и линейно ориентированной цепочкой штоков гранитоидов.

Крупный субширотный разлом выявляется в бассейне р. Сеймчан по границе синклиория с Омудевским поднятием. Сложная система нарушений с пологим падением плоскостей сместителя в северном направлении указывает на его надвиговый тип смещения.

Наконец, в крайней северной части характеризуемого района между интрузиями Чьорго и Оханджа намечается Северо-Чьоргинский разлом. Как и большинство развитых севернее него (в бассейне р. Индигирки) субширотных разрывов, он, возможно, является левым сдвигом.

Время заложения данной группы разломов неясно. Однако их активная осадкоконтролирующая (а местами и магмоконтролирующая) роль достаточно очевидно намечается в геосинклинальный период развития системы, в частности, в Иньяли-Дебинском прогибе. Наиболее значительная активизация разломов происходит в период складчатости и позднее, когда интенсивные сдвиговые и надвиговые подвижки по ним способствовали складкообразовательным процессам в синклиории, а в совокупности с разломами других направлений они оказывали заметное влияние на локализацию интрузивных образований и рудопроявлений.

Наконец, система разрывов северо-восточного простирания в настоящее время характеризуется наименьшей изученностью. Часто фиксирующиеся в пределах синклиория мелкие и короткие нарушения этого направления можно рассматривать в качестве разрывов оперяющих более крупные дизъюнктивы других систем. Однако наличие отдельных крупных разломов глубокого заложения, проникающих в синклиорий с юго-запада, не исключено. Так, возможно, именно такими являются Хейджано-Мылгынский разлом (Аникеев и др., 1966) и разлом, намечающийся по географическим данным в северной части характеризуемого района. Последний протягивается из низовьев р. Аркагалы к южной оконечности массива Оханджа и фиксируется как перерывами аномалий ΔT и Δg , так и изменением их конфигураций.

Наличием в районе четырех рассмотренных систем разрывных нарушений объясняются многие особенности развития и строения синклиория.

Только с учетом типа и последовательности перемещений по всем этим нарушениям, контролирующим магматизм и оруденение, можно правильно понять закономерности в размещении полезных ископаемых.

Л. Л. КРАСНЫЙ

ТЕКТОНИКА ИЛИНЬ-ТАССКОЙ ЗОНЫ (ЯНО-КОЛЫМСКАЯ СИСТЕМА)

Илинь-Тасская структурно-формационная зона (Зырянская впадина, Момо-Зырянский прогиб) расположена в пределах горной системы Черского (цепь Билибина) в междуречье Колымы и Индигирки. За последние годы автором собраны новые данные о ее геологическом строении, которые кратко излагаются в настоящей статье.

Северо-восточный борт Илинь-Тасской структурно-формационной зоны погружается под неоген-четвертичные отложения Зырянского прогиба и частично находится, по-видимому, на опущенном крае Колымского массива. Юго-западный борт его ограничен разломами Дарпир и Улахан. На северо-западе и юго-востоке Илинь-Тасская зона оканчивается

в виде узких грабен, располагающихся на приподнятых блоках палеозойского основания (Тас-Хаятасское и Омуревское поднятия). Протяженность зоны более 600 км, максимальная ширина 150—170 км.

Комплекс основания Илин-Тасской зоны вскрыт наиболее полно в Омуревском поднятии. Он характеризуется геосинклинальным разрезом и сквозным развитием от раннего палеозоя до позднего триаса.

Заложение Илин-Тасской структурно-формационной зоны как самостоятельного элемента приурочено к началу поздней юры. Позднеюрские отложения с размывом и в ряде случаев с угловым несогласием ложатся на разновозрастные палеозойские и раннемезозойские отложения и начинаются базальными конгломератами.

Наиболее низкие горизонты мезозоя, слагающие зону, обнажаются во внутренних грабенах — Гармычанском и Элекчанском и в сводах антиклинальных поднятий, осложняющих центральную часть данной структуры. Основание разреза сложено сильно окремненными эффузивами основного состава (андезито-базальты, базальты, диабазы и их туфы), выделяемыми автором в гармычанскую толщу. Выше появляются прослойки существенно измененных эффузивов кислого состава, известняков и кремнистых аргиллитов. Мощность гармычанской толщи 1 200—1 300 м.

Разрез толщи фациально по простиранию не выдержан. В верхнем течении р. Рассохи преобладают лавы базальтов и андезитобазальтов, а в бассейне р. Булгут — туфы с тонкими прослоями туфо-песчаников и кремнистых аргиллитов.

Возраст толщи условно определяется как келловейский по ее стратиграфическому положению под сарканынскими слоями оксфорд-кимериджского возраста.

Выше лежащая сарканынская толща представлена в нижней части (550 м) черными аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников, туфопесчаников, туффитов, туфов; в верхней части (400 м) преобладают базальты и их туфы. Толща охарактеризована многочисленными остатками моллюсков, позволяющими датировать вмещающие отложения оксфорд-кимериджем. Обращает на себя внимание повышенная кремнистость пород гармычанской и сарканынской толщ.

Выше лежащая илин-тасская свита (мощность 900—950 м) представлена более мелководными отложениями. Нижняя часть свиты сложена переслаивающимися конгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, алевролитами, аргиллитами, базальтами и их туфами. В верхней части преобладают алевролиты, аргиллиты, песчаники. Разрез илин-тасской свиты заканчивается отложениями мощной пачки (400 м) песчано-глинистых сланцев, обогащенных пепловым материалом. Остатки брахиопод, пелеципод, реже аммонитов датируют возраст свиты в широком диапазоне от келловей до нижеволжского яруса.

Разрез верхней юры венчают отложения бастахской свиты (3 000—3 200 м). В составе нижней части свиты преобладают песчаные алевролиты, ритмично переслаивающиеся с разномерными песчаниками и аргиллитами. Им подчинены маломощные прослойки конгломератов и гравелитов с многочисленными известковистыми и марказитовыми конкрециями, участвующие в составе ритмов и указывающие на регрессивный характер осадконакопления. В верхней части свиты увеличивается мощность слоев конгломератов, гравелитов; появляются линзы и тонкие прослойки каменного угля.

Бастахская свита сменяется вверх по разрезу лагунно-континентальными отложениями нижнемеловой зырянской серии, состоящей из нескольких свит (ожогинской, сиялпской и буоркемюсской), выделенных по комплексам растительных остатков и редким находкам фауны пресноводных моллюсков. Зырянской серии свойственно поглубление по вертикали осадков, увеличение прослоев и пластов каменных углей. К от-

ложениям буоркемюсской свиты приурочены промышленные пласты угля максимальной мощности до 12 м. Суммарная мощность зырянской серии 7 000—7 200 м. В северо-восточном направлении она резко сокращается до первых сотен метров.

О характере взаимоотношений зырянской серии с нижележащими отложениями бастахской свиты у исследователей нет единого мнения. По нашим наблюдениям, между ними фиксируется постепенный переход. Вместе с тем на отдельных участках эти подразделения могут быть отделены друг от друга локальными угловыми несогласиями, проявляющимися в долгоживущей Арга-Тасской зоне разломов.

По структурным и формационным особенностям Илень-Тасская зона подразделяется на несколько крупных фрагментов: Илень-Тасский горст-антиклинорий, Гармычанский и Элекчанский грабены, ряд впадин, заполненных отложениями угленосной молассы (Краснореченская, Мятисская, Зырянская и Момская).

В центральной части Илень-Тасской структурно-формационной зоны расположен одноименный сложно построенный горст-антиклинорий, к северу и югу от которого находятся отделенные зонами разломов впадины, заполненные осадками зырянской серии или фашиальными ее аналогами. В целом для Илень-Тасского горст-антиклинория характерны выдержанное северо-западное простирание, линейный тип складчатости (изоклинальные, гребневидные до опрокинутых), наличие асимметричных складок более мелких порядков, нередко нарушенных мелкими разломами сбросо-сдвигового типа. Внутри Илень-Тасского горст-антиклинория четко выделяются складки протяженностью 40—50 км с размахом крыльев 14—20 км. Углы падения на крыльях меняются в широком диапазоне от 10 до 70°. Сводовые части складок пологие до горизонтальных. Вблизи разломов (Арга-Тасский, Момский) отмечается резкое сучивание складок, сопровождаемое широкими полосами брекчирования, кливажом и прокварцеванием.

К югу от Илень-Тасского горст-антиклинория уже в пределах Омурского поднятия расположены узкие грабены протяженностью 100—110 км при ширине 15—20 км, сложенные вулканогенно-осадочными образованиями средней и верхней юры. Они несут в себе черты типичных приразломных структур, сопровождаемых надвигами, зонами разлинзования и брекчирования, образованием тектонитов.

К северо-востоку от Илень-Тасского горст-антиклинория прослеживаются Краснореченская, Мятисская, Зырянская и другие впадины, заполненные угленосными отложениями нижнего и отчасти верхнего мела. Своеобразие их состоит в том, что они расположены на границе складчатой мезозойской системы и жесткого Колымского массива. В непосредственной близости от Арга-Тасской зоны разломов, являющейся условной границей двух крупных структур, наблюдается, как правило, серия малоамплитудных, разорванных нарушениями складок, сопровождающихся трещиноватостью, кливажом и сульфидным оруденением. Складки запрокинуты на юго-запад. В сторону Колымского массива наблюдается постепенное затухание интенсивности складчатости; преобладают уже пологие антиклинальные складки с горизонтальными сводами и падением крыльев не более 10—15°.

Эти структуры рассматриваются в настоящее время как весьма перспективные в нефтегазоносном отношении.

Изложенные материалы показывают, что Илень-Тасская зона обладает таким набором признаков, совокупность которых позволяет относить ее к структурам геосинклинального типа. Она представляет собой шовную структуру, расположенную между глубинными разломами: на северо-востоке Арга-Тасским, на юго-западе Дарпирским и Улаханским. Характерно, что фундамент, на котором развились геосинклинальные толщи, сильно раздроблен и его отдельные блоки опущены на раз-

ную глубину, что подтверждается геофизическими данными (гравитационные ступени, полосовые магнитные аномалии и т. д.).

Большая мощность геосинклинальных отложений (5 000—5 500 м) и молассового комплекса (7 000 м) характеризует эту структуру как весьма прогнутую и динамичную, напоминающую в поперечном сечении линейный трог.

Формационная принадлежность толщ, слагающих разрез, следующая. В нижней части преобладает вулканогенная (базальтовая) формация, которая затем сменяется глинисто-кремнистой (аспидной), с заметным участием туфового материала. В верхней части развита флишоидная формация с признаками регрессивности вверху ее разреза. Ряд формаций завершается типичной угленосной молассой. Таким образом, рассматриваемая зона по набору формаций, по их закономерной смене во времени и по возрасту слагающих отложений принадлежит к регенерированным остаточным геосинклинальным элементам. Геосинклинальный режим здесь существовал почти одновременно с орогенным в смежных районах.

В пределах Илинъ-Тасской зоны развиты линейные складки с чрезвычайно сложными и разнообразными формами, нарушенные разломами. При приближении к Колымскому массиву наблюдается ослабление складчатости. Наиболее напряженная тектоника свойственна центральной части зоны.

На юрское время приходится этап геосинклинального прогибания; на конец юры и начало мела — общее воздымание и формирование центрального антиклинального поднятия (Илинъ-Тасский горст-антиклинорий), по периферии которого развивались впадины, заполнявшиеся нижнемеловыми молассовыми отложениями (на юге — Момская; на севере — Краснореченская, Мятисская, Зырянская). Мы имеем, таким образом, пример обращенной структуры.

В кайнозое на месте позднего Илинъ-Тасского геосинклинального прогиба образовалась горная система с альпийскими формами рельефа.

Илинъ-Тасская зона в силу ее специфического тектонического положения и сложного строения может рассматриваться в качестве перспективной на ряд полезных ископаемых. С вулканитами могут быть связаны рудопроявления сульфидов, золота и ртути. Приподнятые блоки с сокращенным разрезом представляют собой благоприятные объекты на газ. С отложениями зырянской серии связаны крупные месторождения каменного угля.

О. Л. ЭЙНОР

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Громадный объем материалов по региональной геологии всех материков, в особенности Европы, Азии и Северной Америки, позволяет в настоящее время осветить на новом уровне знаний проблему основных закономерностей их геологического развития. Возможность однозначного решения этой проблемы теперь представилась для неогена, в особенности начиная с кембрия. Это связано, прежде всего, с успехами биостратиграфии (в частности, межрегиональными и планетарными корреляциями палеозойской, мезозойской и кайнозойской групп).

В настоящем сообщении в крайне лаконичной форме рассматриваются три самостоятельных, но тесно связанных вопроса — об этапах геологического развития, его «поступательности» и о больших циклах. По каждому из этих вопросов (или проблем) накоплена значительная литература, но вынужденная краткость статьи исключает возможность ее критического анализа и не позволяет дать ссылки на источники, количество которых очень значительно.

Рассмотрение любого обособленного региона (подобного Верхояно-Чукотской складчатой области, Сибирской платформе и т. д.) не оставляет сомнения в наличии определенных этапов в истории их тектонического или, шире, геологического развития. Главные из них заключаются в смене собственно геосинклинального, орогенного и платформенного этапов развития, затем — важнейших тектонических, а также палеогеографических особенностей подэтапов (внутри этапов), магматизма, формаций.

Наличие планетарных, но явно различно проявляющихся этапов развития земной коры в Атлантическом и Тихоокеанском сегментах земной коры современных материков, как и, по-видимому, коры океанов, обуславливает поступательность в тектоническом (и шире — геологическом) развитии Земли. Эта поступательность хорошо выявлена в трудах А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, Н. П. Васильковского, Н. П. Хераскова, Ф. Кинга, А. Л. Яншина, А. А. Богданова, М. В. Муратова, В. Е. Хаина, Ж. Обуэна и др.

К наиболее ярким проявлениям поступательного развития земной коры (или тектоносферы) относятся весьма специфические черты геологических процессов в архее, великая послепалеозойская структурная перестройка, образование после палеозоя части (или всех) талассократонов, неоген-антропогеновый этап максимальной тектонической активизации. Поступательность проявилась в смене формаций, частью неповторимых (джеспилиты, белый писчий мел и т. д.), в весьма существенных отличиях тектонического режима отдельных этапов (герцинского, альпийского и других), выявленных Н. С. Шатским и другими исследователями.

Почти единодушно признание таких геосинклинально-орогенных этапов («циклов»), как байкальский (или ассинтский), каледонский, герцинский, тихоокеанский (яньшаньский, невадийский), альпийский само по себе подтверждает наличие этапов в геосинклинальном развитии регионов. Однако в оценке широты распространения этапов и в особенности синхронности их проявления в различных регионах нет единомыслия. Многие авторы считают, что проявление тектонических этапов слишком локально, а главное, что их рубежи (начало, конец) настолько расходятся в разных регионах, что «планетарности» в этапах развития материков не существует. «Планетарности» этапов противопоставляют явления «унаследованного развития» (Н. С. Шатский и другие). Однако в большинстве случаев здесь имеет место в действительности «возрожденно-унаследованное» развитие, где его поступательность сопряжена с цикличностью. Наряду с наличием этапов и поступательности в геологическом (в частности, тектоническом) развитии не подлежит сомнению проявление в тектонических движениях земной коры и их повторяемости, т. е. цикличности различного масштаба. Она выявлена на основании региональных и общепланетарных стратиграфических, формационно-тектонических и палеогеографических исследований. Наибольшее значение имели в этом аспекте труды Г. Штилле, С. Н. Бубнова, А. Д. Архангельского, М. М. Тетяева, Ван-Беммелена, Джоли, А. Грабау, Ю. А. Библина, Н. П. Хераскова, Л. Ф. Лунгерсгаузена, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, А. В. Пейве и В. М. Сеницына, Ли-Сы-Гуана, В. А. Кузнецова, В. И. Смирнова, Ю. А. Косыгина, Г. А. Твалчрелидзе, Н. Ф. Балуховского, А. А. Пронина и других.

Под циклом в геологическом развитии земной коры мы понимаем поэтапное проявление элементов повторения типов тектонических движений, формаций, магматизма. Разумеется, в природе невозможно полное повторение явлений, свойственных прошедшему этапу. Тем не менее, в геологической истории любого региона, как и в развитии земной коры в целом, можно обнаружить этапы разной продолжительности, по существу являющиеся циклами.

Продолжительность циклов может быть самой различной. Крупным циклам, начиная с «мегациклов», подчиняются все более мелкие циклы, а затем — ритмы. Не касаясь здесь проблемы причин цикличности, я присоединяюсь к представлениям М. М. Тетяева, М. А. Усова, С. И. Субботина, В. Г. Бондарчука, А. В. Пейве, М. В. Стоваса, В. Е. Хаина, Н. Ф. Балуховского о сочетании чисто геологических планетарных и космических факторов, обусловивших это явление. Поскольку геосинклинально-орогенные циклы возобновляются неоднократно в одних и тех же районах (Большой Кавказ, Восточный Казахстан, часть Алтае-Саян, Монголо-Охотская зона, Сихотэ-Алинь, Циньлинская геосинклиналь и многие другие регионы), цикличность доказывается для конкретных регионов с полной убедительностью.

Противники «циклической концепции» нередко пользуются утверждениями о слитности сменяющих друг друга тектонических этапов, что исключает возможность выделения обособленных циклов. Указывается на резко выраженную асинхронность в проявлении тектонических циклов в разных регионах и даже в отдельных зонах одной и той же геосинклинальной области. Пишут, наконец, о столь большой индивидуальности этапов, что нет оснований видеть в них циклы, т. е. «повторение пройденного». Таковы в общем высказывания Н. С. Шатского, Н. П. Васильковского, А. Л. Яншина, Н. П. Хераскова, Дж. Гиллули (J. Gilluli), группы геологов-металлогенистов ВСЕГЕИ во главе с Г. С. Лабазиним, Т. Н. Спизарского, Ю. А. Кузнецова. К ним приближаются взгляды Н. С. Зайцева, Д. И. Мусатова, А. А. Моссаковского, Г. В. Пинуса в отношении истории Алтае-Саянской области (в палеозое). Мне представляется, что подобные утверждения исходят из преувеличения мас-

штабов и значения всех этих явлений действительно имеющих место. Упомянутые и ряд других авторов недооценивают главную закономерность, заключающуюся в совпадении в основном времени проявления геосинклинального, орогенного и платформенного типов тектонического развития во многих регионах и даже на различных материках. Например, герцинский этап геосинклинального и орогенного развития проявился на протяжении каменноугольного и пермского периодов, хотя его начало местами относится к позднему девону, а завершение кое-где запаздывает вплоть до раннего (и среднего?) триаса. Тем не менее в большинстве регионов герцинский этап более или менее четко обособляется от каледонского и тихоокеанского или тем более от альпийского.

Тот факт, что в различных зонах или даже в пределах одного и того же региона, как Уральская или Тянь-Шаньская палеозойские геосинклинальные области, время проявления герцинского геосинклинального «цикла» точно не совпадает, не исключает наличия этого цикла. Как начало его, так и окончание может запаздывать или проявляться раньше на 1—2 века, а иногда и на еще более значительное время. То же можно сказать и о других планетарных тектонических этапах.

Ярким выражением цикличности тектонического развития тех или иных регионов является возобновление или, иначе говоря, чередование в них геосинклинального, орогенного и платформенного режима. Цикличность сказывается и в возобновлении процессов складчатости («фаз»), и в повторяющихся вспышках интрузивного и эффузивного магматизма. Смена основных тектонических этапов (на протяжении неогена) — байкальского, каледонского, герцинского, тихоокеанского, альпийского — в геосинклинальных областях разных частей света является выражением общепланетарной цикличности. Геосинклинальные процессы, протекающие на протяжении перечисленных циклов, обнаруживают больше черт сходства, нежели различий. В различиях сказывается «поступательность» развития Земли, в сходстве — цикличность процессов.

Представляется, что критики концепции «цикличности» напрасно противопоставляют ее поступательному развитию. В действительности имеет место сочетание того и другого процесса в соответствии с Ленинской «спиралью развития». В применении к геологическим процессам подобное развитие впервые хорошо показал С. Н. Бубнов. Наиболее эффектно проявляясь в геосинклинальных областях, цикличность тем не менее нашла отражение и в развитии платформ. Например, в тектоническом режиме Русской платформы господствующие положительные движения (начало и середина байкальского цикла, каледонский и альпийский циклы) чередовались с отрицательными (конец байкальского, герцинский цикл, когда возникли обширные трансгрессии). О «близкой синхронности геосинклинальных явлений в планетарном масштабе» (по данным абсолютного возраста) писал Г. Д. Афанасьев. Его данные в равной мере подкрепляют представления как о планетарных этапах геологического развития, так и о планетарных циклах.

Значительные разногласия между геологами существуют в оценке «фаз складчатости». Эта концепция, разработанная Г. Штилле, быстро получила широкое, почти всеобщее признание. К числу ее наиболее активных сторонников принадлежали С. Н. Бубнов, В. Аркелл, М. А. Усов, Н. М. Страхов. С теми или иными поправками и ограничениями выделение фаз поддерживали А. Д. Архангельский, В. В. Белоусов, А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. Е. Хаин и ряд других геологов. С другой стороны, на протяжении 2—3 последних десятилетий концепция фаз подвергается резкой критике, в особенности в советской литературе. С тех или иных позиций ее подвергали ревизии или даже полностью отрицали Н. С. Шатский, Д. В. Наливкин, В. И. Попов, С. С. Шульц, Н. М. Сеницын, а за рубежом — Гиллули (Gilluli), Жинью (Gignoux). В эпизодическом, но многократном возобновлении фаз нельзя не видеть

проявления в одном и том же районе цикличности тектонических процессов. Поэтому вопрос о наличии фаз непосредственно связан с основной темой настоящего сообщения. Объективная оценка проблемы фаз требует выяснения характера свойственных им тектонических движений, продолжительности фаз, их связи с общим ходом тектонических процессов. Необходимо также установить, каково географическое распространение фаз как внутри определенного региона, так и в самых широких пределах. Разрешение проблемы фаз должно опираться на непосредственные полевые наблюдения и на хорошо обоснованную корреляцию разрезов. Успехи региональной геологии и корреляции разрезов как внутри определенных регионов, так и в планетарном масштабе позволяют теперь, как мне представляется, дать однозначный ответ на ряд вопросов, относящихся к проблеме фаз.

1. Фазы складчатости, в течение которых горизонтально лежащие слои подверглись короблению, складчатости, реально существовали. Соответствующие промежутки времени измерялись десятками или сотнями тысяч лет (по-видимому, и миллионами), но были разделены гораздо более продолжительными паузами. В течение этих пауз происходили только «колебательные» вертикальные движения, хотя и создавались при осадкообразовании изгибы слоев большого радиуса (с наклонами менее 1°).

2. Фазы складчатости (процесс и время) неизменно связаны с вертикальными движениями положительного знака. Эту связь напрасно отрицал Г. Штилле. Процесс складкообразования обусловлен поднятиями.

3. Фазы складкообразования проявляются в геосинклиналях. На платформах нередко происходят сопряженные с фазами поднятия, обычно продолжающиеся более длительное время.

4. Фазы складчатости, как правило, сказываются не во всех зонах геосинклинальной области. В интрагеосинклиналях они нередко выражены лишь в стратиграфических перерывах без угловых несогласий, либо вообще не проявляются. Детальные исследования в ряде случаев устанавливают одновременность проявления фаз на обширных территориях (например, в девонском периоде в Алтае-Саянской области — В. С. Мелешенко, Н. Н. Предтеченским, Э. Н. Яновым; в каменноугольном периоде разных регионов СССР — О. Л. Эйнором и т. д.).

5. В типичных случаях складчатость ранее всего охватывает интрагеоантиклинальную зону, постепенно мигрируя в поперечном к ней направлении к оси интрагеосинклинали, или к максимальным прогибаниям. Процесс миграции происходит то относительно быстро, на протяжении небольшой части века, то (реже) замедленно, в течение одного-двух веков.

6. Фазы различаются по «силе», продолжительности, широте географического распространения; очень энергичная в одном регионе (зоне) фаза может быть слабой в другом.

7. В обширных геосинклинальных областях установлены фазы со «скользящим» проявлением во времени, захватывающим значительную часть века или смежных веков.

8. Существуют планетарные фазы, распространенные, по крайней мере, в Евразии и Северной Америке. Примером могут служить фазы намюрская, предбайосская, келловейская и т. д. Подобные «планетарные» фазы выражены в различных геосинклиналях, но в каждой из них не обязательно повсеместно, а лишь в соответствии с указанными выше закономерностями.

9. Возможна классификация геосинклинальных областей по развитию в них фаз и их силе. Так, например, в мезозойских геосинклиналях Большого Кавказа фазы были многочисленными и частью проявились очень сильно. В палеозойскую эру на Малом Кавказе, на Урале или в

палеозойской-мезозойской истории Верхояно-Колымской геосинклинальной области фазы были редки и слабо выражены.

Сочетание этапов, явления поступательности в геологическом (в частности, тектоническом) развитии и цикличности нашло отражение (вероятно, не вполне осознанное) в принятой нами общей стратиграфической шкале. Такие ее подразделения, как эры — архейская, протерозойская, рифейская (I), палеозойская, мезозойская — и отражают с достаточной объективностью это сочетание. Они, в частности, отвечают тектоническим «мегациклам» Земли, во всяком случае Атлантического сегмента. Определенная этапность, поступательность и цикличность геологических процессов, в частности, палеогеографических изменений земной поверхности повлияла на ход эволюции органического мира. В его развитии отмечается то явное убыстрение, то замедление хода эволюционных изменений, наличие узловых моментов и известных поворотов. Неравномерный ход эволюции животного и растительного мира и служит главной объективной основой для построения планетарной стратиграфической шкалы.

Подводя итоги, нужно признать, что основное несоответствие в тектоническом развитии материков выявляется при сопоставлении Атлантического и Тихоокеанского сегментов, причем преимущественно на протяжении мезозоя (с конца палеозоя) и кайнозоя. Особенности тектонического строения этих сегментов, дисимметрия планеты вытекают уже из взглядов В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана. В более конкретной форме различия в геологическом развитии и структурах сегментов отмечали А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (с 1933 г.), С. С. Смирнов, Г. Штилле, С. Н. Бубнов, В. В. Белоусов, А. А. Богданов, В. М. Синицын, Ю. М. Шейнманн, П. Н. Кропоткин, Н. П. Херасков, Б. А. Петрушевский, Ю. М. Пушаровский, Е. А. Радкевич, Л. И. Красный и другие. В палеозойской истории этих двух сегментов хотя и имели место существенные различия, но они не были столь кардинальными как в мезозое.

В числе признаков, отличающих геологическое развитие Тихоокеанского сегмента от Атлантического, выделяются следующие.

1. Существенно отличная от «атлантической» мегаэтапность. В пределах Тихоокеанского сегмента можно выделить протерозойский (по архею слишком мало данных), байкальский, палеозойский (до начала, середины или конца карбона), тихоокеанский, или верхоянский (карбон — юра или пермь — юра), мегациклы. Характер тектонических движений на протяжении последнего этапа во внутреннем и внешнем поясах Тихоокеанского кольца обычно совершенно различен. Во внешнем поясе азиатского полукольца в мелу — кайнозое происходит затухание тектонической активности. Во внутреннем поясе (в противоположность внешнему) в мелу начался и вплоть до антропогена продолжается чрезвычайно активный геосинклинальный процесс.

2. Различия во времени проявления некоторых тектонических фаз и их распределения по силе (впрочем, они не совпадают и в различных регионах Тихоокеанского кольца).

3. Меньшая контрастность в характере развития геосинклинальных и платформенных областей.

4. Вместе с тем исключительно резко выраженная индивидуальность в развитии отдельных разновозрастных геосинклиналей — от байкальских (?) до альпийских.

5. Ярко выраженный и в большинстве регионов обособленный мезозойский (тихоокеанский, яньшаньский) цикл складчатости. Его своеобразие заключается не только во времени проявления, но нередко и в отрыве (сильном запаздывании) от геосинклинального процесса.

6. Заметное господство полициклических мегаструктур, образованных в «многоступенчатых» геосинклиналях.

7. Как следствие их широкого распространения для Тихоокеанского сегмента характерна «сквозная» полициклическая минерализация (палеозой — кайнозой).

8. Слабое развитие эвгеосинклиналей в некоторых крупных регионах (например, в Верхояно-Колымской области).

9. Отсутствие вполне консолидированных платформ (типа Сибирской, Североамериканской и др.).

10. Большая распространенность массивов — остаточных и ранней консолидации.

11. Господствующая миграция геосинклиналей на талассократон.

12. Слабое развитие или отсутствие (? — А. Л. Яншин) краевых прогибов.

13. Исключительно широкое развитие специфических «дива структур» (или «эпигоналей», «впадин восточноазиатского типа»).

14. Очень энергичный позднемезозойский — кайнозойский вулканизм.

15. Широкое развитие позднегеосинклинальных и даже послеорогенных интрузивных процессов.

Большинство из перечисленных признаков относится к мезо-кайнозойским этапам развития Тихоокеанского сегмента. В байкальскую (?) и палеозойскую эры геологическое развитие внеокеанических пространств Атлантического и Тихоокеанского сегментов обнаруживает наряду с отличиями и ряд общих закономерностей.

В ряде регионов хорошо обособлены отдельные палеозойские циклы. Например, каледонский цикл местами отчетлив в Китае (Циньлинская зона и другие), в Монголо-Охотской зоне, герцинский — в Монголо-Охотской и Тайпинлинской зонах, той же Циньлинской, Циляншаньской и многих других.

В мезозойскую и кайнозойскую эры приблизительно синхронно проходили некоторые сходные тектонические процессы. Оба сегмента были захвачены и неоген-антропогенным новейшим (неотектоническим) этапом оптимальной тектонической активности. Все это и выражает важные черты общих или сходных геологических процессов в Атлантическом и Тихоокеанском сегментах Земли.

Н. П. ВАСИЛЬКОВСКИЙ

ПОЛИЦИКЛИЧНОСТЬ ИЛИ МОНОЦИКЛИЧНОСТЬ ТЕКТОГЕНЕЗА?

(на примере Тихоокеанского пояса)

Принцип непрерывности и стадийности формирования земной коры в целом и отдельных ее участков, выдвинутый, пожалуй, впервые советскими учеными (Попов, 1938, 1960 и др.; Шатский, 1939, 1951), находит все большее число сторонников. В последнее десятилетие установлено большое количество подтверждающих его фактов, и в настоящее время концепция общего необратимого развития земной коры начинает завоевывать всеобщее признание.

В. И. Попов (1956, стр. 19) даже писал, что «...если четверть века тому назад венцом геологических обобщений считалось установление тех или иных геологических циклов — геохимических, минералогических, метаморфических, магматических, осадочных, геоморфологических и в особенности тектонических (подчиняющих себе якобы все остальные), то в настоящее время на первом месте стоит выявление стадийности последовательных геологических изменений развития зем-

ной коры и ее палеогеографических ландшафтов». Но это заключение, сделанное около 15 лет назад, даже сейчас не вполне отвечает действительности. Учение о геологических циклах, уходящее своими корнями к представлениям Ж. Кювье, А. Броньяра и других катастрофистов начала XIX столетия, оказывало в течение длительного периода более сильное влияние на развитие геологической науки, чем эволюционное учение, начало которому было положено значительно позднее Ч. Лайелем и Ч. Дарвином. Вплоть до нашего времени концепция периодичности тектогенеза утверждалась крупнейшими авторитетами геологии, в том числе Г. Штилле, В. В. Белоусовым, Н. М. Страховым. Одним словом, эта концепция настолько прочно вошла в геологическую науку, что для многих геологов перестала быть гипотезой. В своем наиболее универсальном виде она находится в противоречии и даже несовместима с принципом общей непрерывности тектогенеза и направленного развития коры. Тем не менее в представлениях большинства современных ученых, даже сторонников принципа непрерывности и стадийности, обе концепции мирно уживаются друг с другом (Хаин, 1958, 1962, 1964 и др.). Разница заключается лишь в том, что одними за главную закономерность признается стадийность развития коры, на фоне которой выступает даже планетарная периодичность, а другие до сих пор главной закономерностью считают цикличность тектогенеза, стадийность же усматривают лишь в рамках каждого геотектонического цикла, конечно, отрешаясь от метафизического его понимания. Пожалуй, второе толкование преобладает, что видно хотя бы из того, что принцип цикличности тектогенеза до сих пор служит чем-то вроде теоретической основы, используемой при составлении тектонических карт с выделением на ней широко и даже повсеместно распространенных структурных ярусов и этажей (Яншин, 1966).

Дело в том, что повсеместные или широкорегиональные структурные этажи и разделяющие их генеральные несогласия как раз и являются конкретным выражением в земной коре так называемых циклов тектогенеза, якобы проявляющихся повсеместно в тектонически активных регионах. Именно на этой же теоретической базе основан принцип составления многочисленных тектонических карт в СССР, в том числе последней тектонической карты Северо-Востока СССР (Белый и др., 1965; Тильман и др., 1969).

Автор неоднократно высказывался в пользу концепции стадийно необратимого развития земной коры и малой вероятности наличия в ней широко распространенных структурных этажей (Васильковский, 1960, 1962, 1964, и др.). С его точки зрения, эта концепция, вероятно, вполне приложима к любому складчатому поясу, в том числе к Алтае-Саянскому (Васильковский, Предтеченский, Сенников, 1964) и Тихоокеанскому (Васильковский, 1966, 1968, и др.). В необратимом процессе преобразования первичных геосинклинальных поясов в складчатые сооружения тектонические движения протекают в пределах всего пояса в целом непрерывно. Их импульсы проявляются локально и, как правило, асинхронно. Общая периодичность движений при этом не устанавливается. Повторяемость импульсов складкообразования в процессе формирования отдельных крупных и сложных складчатых структур проявляется не строго периодически и не подчиняясь гипотетическим планетарным геотектоническим циклам, а эпизодически и аритмично.

В пределах азиатской ветви Тихоокеанского пояса эта закономерная особенность процесса складкообразования вполне отчетлива. Выделение здесь структур, отвечающих по времени их формирования западноевропейскому канону, т. е. каледонских, герцинских, альпийских, всегда встречало большие трудности. Тем более не удавалось с достаточной уверенностью выделять отдельные фазы планетарных геотектонических циклов. Иногда это делалось, но не столько на основании объективных

фактов, сколько исходя из стремления обязательно видеть проявление именно данных фаз складкообразования. Кстати, такие фазы в современных схемах настолько многочисленны и тесно расположены, что при желании любой конкретный импульс можно сопоставить с той или иной фазой гипотетического канона.

Между тем давно отмечалось, что такое стремление зачастую теряет свой смысл из-за крайней медленности формирования многих, может быть большинства, складчатых систем. Складкообразование при этом, несомненно, совершается неравномерно, импульсами, но последние часто не фиксируются угловыми несогласиями, хотя и выявляются фациально-палеогеографическим анализом. С другой стороны, В. И. Попов (1938) в Дарвазе, на окраине молассового седиментационного прогиба зафиксировал только в позднеоген-раннечетвертичных отложениях 11 несогласий, а Дж. Гиллули на более обширной территории Калифорнии установил только в миоценовых отложениях до 42 несогласий, каждое из которых в том или ином месте можно считать главным.

На Северо-Востоке Азии, даже при слабой изученности большинства регионов, уже сейчас несогласия установлены почти во всех стратиграфических подразделениях (ранга яруса) палеозоя, и особенно мезозоя и кайнозоя. Можно не сомневаться, что при дальнейшем усовершенствовании региональных стратиграфических схем несогласия будут выявлены на любом стратиграфическом уровне. Имеются многочисленные примеры настолько длительного формирования отдельных крупных структур, что определить их возраст можно только условно, договорившись, что понимать под возрастом сложной складчатой структуры.

Остановимся на некоторых примерах, относящихся к Дальнему Востоку. Одним из них является Ханкайский массив. Сейчас установлено, что формирование складчатой структуры этого крупного массива происходило вплоть до девона, возможно, даже до начала каменноугольного периода. Однако наличие конгломератов в составе нижне- и среднекембрийских отложений говорит о том, что в соответствующие эпохи ядра массива уже подвергались размыву. Вместе с тем, имеются данные о зарождении их еще в позднем докембрии и проявлении затем складчатых деформаций в течение кембрия — силура и, наконец, в течение перми. Трудно определить, на какой промежуток времени приходится главный этап формирования массива, тем более, что несогласия пока строго установлены только в основании пермских, меловых и кайнозойских отложений.

Другим примером является Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня. Некоторые участки центральной части соответствующего ему эвгеосинклинального прогиба, несомненно, вступили в геоантиклинальный этап развития еще в ранней перми, но судя по находкам юрской фауны в геосинклинальном разрезе, другие участки центральной части антиклинория вступали в этот же этап развития, вероятно, гораздо позднее, вплоть до юры. Более определенно это можно утверждать в отношении северных участков Сихотэ-Алиня, причем в наиболее северных из них первые уверенно устанавливаемые несогласия отмечаются только в меловых отложениях. Таким образом, эволюция Сихотэ-Алиня от подводного геоантиклинального поднятия к гряде малых островов, а затем к наземному складчатому сооружению также растянулась на очень большой промежуток времени, протекавший от ранней перми до конца мелового периода. При этом с полной очевидностью устанавливаются более древние рамки этой эволюции в центральной части структуры Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и ее, вероятно, постепенное омоложение в северном направлении. При желании центральную часть Сихотэ-Алиня можно считать позднегерцинской, а наиболее северную — даже ларамийской.

Совершенно аналогичную закономерность выражает история разви-

тия Верхоянского мегантиклинория, особенно если в него включать Сетте-Дабан. В пределах последнего Горностахская антиклинальная зона формировалась в течение позднего рифея и в раннем кембрии, а более восточные зоны — в ордовике и силуре. В девоне несогласия отмечаются в ряде участков, а молассовый характер каменноугольных, а затем пермских отложений в наиболее восточной зоне свидетельствует о складкообразовании и поднятии в это время собственно Сетте-Дабана. Сами каменноугольные и пермские отложения также вовлекались в складкообразование, распространившееся в мезозое и на пределы смежного Южно-Верхоянского синклинория. Севернее наблюдается постепенное омоложение структуры Верхоянского мегантиклинория. Судя по молассовому характеру мезозойских отложений Приверхоянского прогиба, эволюция субширотного звена мегантиклинория от подводной гряды до островной дуги, а затем до наземного складчатого сооружения происходила от конца перми до юрского периода. Северная часть мегантиклинория, где выступают нижнепалеозойские и даже рифейские толщи, формировалась значительно раньше центральной части. Наконец, продолжающаяся Верхоянский мегантиклинорий Приморская антиклинальная зона, протянувшаяся почти до Нордвикского района, включает структуры, закончившие свое развитие только в начале мелового периода. Одновременно с длительным формированием Верхоянского мегантиклинория происходило прогибание и компенсация осадками Приверхоянского прогиба и Яно-Индибирского мегансинклинория. Формирование структуры последнего растянулось почти на весь мезозой.

Вообще на фоне очень сложного строения азиатской ветви Тихоокеанского подвижного пояса выделяются структурные элементы двух категорий: структуры, обладавшие весьма устойчивым геоантиклинальным тектоническим режимом, и структуры, обладавшие столь же устойчивым депрессионным режимом. Обе категории включают тектонические зоны как раннего, так и позднего заложения, хотя и те и другие весьма разновременны.

К числу геоантиклинальных структур раннего заложения можно отнести Охотский, Омолонский, Приколымский, Омудевский, Селенняхский, Восточно-Чукотский, Приаргунский, Хингано-Буреинский, Ханкайский, Срединно-Камчатский, Восточно-Сахалинский, Хидака-Камуикотан, Хида и многие другие массивы меньших размеров. Обычно они имеют гнейсовую основу и, по существу, являются сложными складчато-метаморфическими структурами или целыми зонами. Некоторые из них характеризуются развитием пологих складок (типа гнейсовых куполов). Еще недавно почти все эти структуры принимались (некоторые геологи принимают и сейчас) за остаточные срединные массивы, понимая под ними остатки подвергнувшегося переработке кристаллического фундамента докембрийской платформы. Таким образом, допускалось повсеместное существование докембрийского структурного этажа, якобы отвечающего гипотетической Мегатее или некоему, не менее гипотетическому, кратону.

Однако выяснилось, что формирование структур этих массивов и зон в процессе складкообразования и метаморфизма происходило разновремененно. Начало образования некоторых из них действительно относится к докембрию. В частности, гнейсовое ядро Охотского массива возможно даже — раннедокембрийское, а зарождение Омолонского, Приколымского, Приаргунского, Хингано-Буреинского и Ханкайского, вероятно, происходило в позднем докембрии. Однако формирование их (складчатость, метаморфизм, гранитоидный магматизм) продолжалось до ордовика (Омолонский), ордовика или силура (Хингано-Буреинский) и даже до девона или раннего карбона (Ханкайский, Приаргунский) с последующим проявлением геоантиклинального тектонического режима вплоть до позднего палеозоя и даже мезозоя. Формирование

ряда складчато-метаморфических массивов укладывается только в рамки палеозоя (Восточно-Чукотский, Селенняхский, Омудевский, Хида), мезозоя (Восточно-Сахалинский, Хидака-Камуикотан) и даже мезозоя — палеогена (Срединно-Камчатский, пояс Симанто). По отношению к смежным зонам, сохранявшим депрессионный режим и поэтому еще не подвергавшимся складкообразованию, все они являются структурами наиболее раннего, хотя и разновременного заложения. Это дает основание отрицать существование широкорегиональных, тем более повсеместных, структурных этажей докембрийского, палеозойского и мезозойского возраста.

Имеются также основания полагать, что гнейсовые комплексы до их метаморфизма представляли собой осадочно-вулканогенные и вулканогенные толщи с эффузивами спилито-диабазовой формации или вообще с продуктами подводного базальтового вулканизма. Роль последних обычно возрастает вниз по разрезу, вскрытому эрозией. Это говорит о наиболее вероятном заложении таких структур непосредственно на базальтовой основе, т. е. на океанической коре (геоантиклинальные структуры первой генерации) или при наличии и мощных осадочных толщ — на субокеанической коре структуры второй генерации. Формирование структур самих массивов являлось локальным процессом преобразования океанической коры в континентальную, не распространявшимся на смежные депрессионные зоны. Образование гнейсовых или вообще метаморфических ядер протекало длительно путем их разрастания, что позволяет рассматривать их как ядра роста континентальной складчатой коры.

Еще в процессе формирования складчато-метаморфических структур в их пределах устанавливался и длительно проявлялся геоантиклинальный режим тектонических процессов и седиментации. Постоянно сохранялась тенденция к восходящему развитию, на фоне которого происходили дифференциальные вертикальные движения и образование пологих складок. Благодаря этому седиментация локально или на всей площади массивов неоднократно прерывалась с возникновением перерывов и несогласий, разделявших толщи осадочных и вулканогенных пород. Например, в Охотском массиве выделяются несогласия предрифейское (?), предкембрийское (по р. Урак), преддевонское, предверхнекарбонное, преднижнепермское, предверхнетриасовое, преднижнеюрское, предмеловое и др. Сами толщи имеют сокращенную мощность и несут признаки образования в прибрежно-морских, а затем в континентальных условиях. Отдельные участки массивов, временами вся их площадь, периодически или постоянно представляли собой размывавшиеся возвышенности. Деформации надгнейсовых, иногда и самих гнейсовых толщ выражались в образовании брахиформных складчатых структур, а затем в глыбовых перемещениях. Большинство геоантиклинальных структур раннего заложения отличается очень длительным проявлением вулканизма и интрузивного магматизма. Подводный базальтовый вулканизм, обусловивший участие пород спилито-диабазовой формации в метаморфическом комплексе, а также внедрения доинверсионных ультрабазитовых и базитовых интрузивных пород, заканчивались до вступления зон в геоантиклинальный этап развития и значительно раньше, чем в продолжавших развиваться соседних депрессионных зонах. Позднее в условиях геоантиклинального тектонического режима иногда в течение ряда геологических периодов почти постоянно или эпизодическими импульсами проявлялся сначала подводный, а затем наземный вулканизм, обусловивший образование толщ эффузивов и туфов андезитовой и липаритовой формаций. Эпизодически происходила генерация и внедрение гранитной магмы, причем начало этого процесса в виде мигматизации и палингенеза относилось еще к завершающему этапу формирования гнейсового комплекса. Столь устойчивое проявление вулканизма и

интрузивного магматизма, вероятно, связано с дроблением и глубинной проницаемостью (для магматических продуктов) геоантиклинальных структур, а также некоторым постоянством повышенного теплового потока, объясняющим высокотемпературный метаморфизм.

Подобные геоантиклинальные структуры раннего заложения обычно служили благодарным объектом для выделения и планетарных и региональных тектоно-магматических фаз, а также отвечающих им структурных этажей. Рассматривая такие фазы и этажи как повсеместные для всего пояса или обширных его областей, исследователи, исходя из позиций полициклического развития коры, стремились бездоказательно, хотя и уверенно распространять их на смежные районы, в том числе на развивавшиеся одновременно с геоантиклинальными структурами депрессионные зоны.

В ряде случаев можно убедиться в том, что многие, особенно все ранее доказанные несогласия и перерывы, разделяющие толщи геоантиклинальных структур, локализируются только в их пределах и не распространяются в смежные депрессионные зоны. Седиментация в последних не прерывалась в этапы восходящего развития геоантиклинальных зон. Следовательно, доинверсионная их история протекала одновременно с развитием последних.

В таких депрессионных зонах намного дольше проявлялся подводный базальтовый вулканизм, обычно сопровождая андезитовый этап уже развившихся геоантиклинальных структур.

Осадочно-вулканогенные толщи, отвечающие геоантиклинальным формациям восходящих структур, в депрессионных зонах иногда все еще насыщены продуктами подводного базальтового вулканизма и даже телами ультрабазитовых и базитовых интрузивных пород (эвгеосинклинальные прогибы). Но затем, как правило, в условиях длительного прогибания и близости источников сноса эти толщи перекрываются осадочными породами громадной мощности. Тогда роль продуктов подводного базальтового вулканизма в них сильно убывает (миогеосинклинальные прогибы). Однако в обоих случаях нет оснований предполагать присутствие на глубине древнего кристаллического или складчатого фундамента. Иначе говоря, развитие депрессионных зон также происходило на базальтовом субстрате, и они сохраняли свою ортогеосинклинальную природу и в миогеосинклинальный этап развития.

Андезитовый вулканизм в депрессионных зонах выражен слабее, причем толщи с эффузивами андезитовой и липаритовой формаций залегают всегда выше пород спилито-диабазовой формации и, как правило, не отделены несогласием от нижележащих образований.

Складкообразование, охватывающее депрессионные зоны, совершалось немногочисленными импульсами, укладываемыми в сравнительно короткий интервал геологического времени. В локальных зонах складкообразование часто имеет характер одноактного процесса. Возникают геоантиклинальные структуры позднего заложения (второй и более поздней генераций), расчленяющие крупную депрессионную зону на остаточные геосинклинальные структуры. На месте депрессионной зоны в целом, в конечном итоге и в остаточных прогибах, формируются преимущественно линейные, иногда тесно сжатые складчатые структуры. Гранитоидный магматизм ослаблен и малофазен; метаморфизм обусловлен в основном фактором высокого давления при малых масштабах гранитизации.

В пределах азиатской ветви Тихоокеанского пояса имеются депрессионные зоны больших и малых размеров или остаточные прогибы, до сих пор не захваченные интенсивным складкообразованием. К ним относятся глубокие участки дальневосточных морей. Но, вероятно, такие зоны существуют и в наземных условиях (прогибы Хатангский, Приверхоянский, Индигиро-Колымский, Пенжинский, Средне-Амурский, Сун-

ляю). Можно предполагать, что гранитно-метаморфический слой коры под ними отсутствует или недоразвит.

Рассмотренные категории структур во многом отвечают полигенным и моногенным «поднятиям» В. И. Попова (1938, 1960, и др.). Геоантиклинальные структуры раннего заложения действительно отличаются полигенным развитием с очень длительным, многообразным и многофазным проявлением тектоно-магматических процессов. Это развитие имело направленный характер и, несмотря на движения разного знака, а также многоимпульсность интрузивной и вулканической деятельности, явления цикличности в нем можно усмотреть только при желании и при том или ином ограниченном условном понимании тектоно-магматического цикла. Структурные этажи в их пределах имеют локальное распространение.

Депрессионные зоны и развившиеся в них геоантиклинальные структуры второй и более поздних генераций имеют моногенный характер. Направленное их развитие выступает еще более отчетливо.

Эти категории структур являются важнейшими элементами, но не исчерпывают всего разнообразия гетерогенного строения подвижных поясов. На примере их рассмотрения подвижный пояс выступает как сложная система, развитие которой в целом не может быть полициклическим. Преобразование пояса в складчатую область, выражая процесс преобразования океанической коры в континентальную, является процессом стадийно необратимым. Если правомерно применять здесь понятие о циклах, то это процесс моноциклический.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
МЕЗОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ В СТРУКТУРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ	
С. М. Тильман. Тектоническая природа мезозойских Севера Тихоокеанского кольца	7
Т. Н. Спизарский. Структура Северо-Востока и Дальнего Востока Советского Союза и тектонические режимы, создавшие ее	13
В. Н. Шолпо. Сравнительный анализ морфологии и условий образования складчатости Верхоянья и Кавказа	21
А. В. Коробицын. Осадочные формации и основные стадии развития Верхоянской миогеосинклинали в позднем палеозое	29
А. А. Межвилк. Особенности развития Верхоянской миогеосинклинали	36
Б. И. Мальков. Схема развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы	43
Ю. Г. Кобылянский, И. М. Мигович. Этапы развития геосинклинальных прогибов юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области	50
Ю. В. Архипов, Ю. Н. Петров, В. Б. Спектор, Г. С. Яскеляйнен. Главные структурные элементы мезозойских на территории среднего течения реки Яны	54
Р. О. Галабала. Об орогенезе в Западном Верхоянье	61
А. И. Афицкий, Б. Ф. Палымский. Тектоническое развитие поздне-мезозойских окраинных впадин Чукотки	68
О. Н. Иванов, С. Г. Бялужеский. Надвиговые структуры острова Врангеля	73
Г. Е. Некрасов, Н. Б. Заборовская, М. Л. Гельман. Тектоника зоны перехода мезозойских к структурам Корьякско-Камчатской складчатой области на примере полуострова Тайгонос	80
А. Д. Чехов. Сравнительная характеристика Иньяли-Дебинского и Ольдойского синклиналиев	87
Е. Б. Белтенев, М. Б. Золотов, В. В. Онихимовский, И. А. Плотников, И. И. Шапочка. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое	97
С. А. Салун. Основные черты мезозойского тектогенеза в южной части советского Дальнего Востока	105
И. А. Плотников, С. Ф. Усенко. История развития мезозойских Монголо-Охотской складчато-глыбовой системы Приамурья	111
В. П. Мишин. Разнообразные эвгеосинклинальные формации главного антиклинория Сихотэ-Алиня	114
Г. А. Кудрявцев, В. Б. Агентов, Ю. Г. Гатинский, А. В. Мишина. Основные черты тектоники Индокитая	119
Ю. Г. Леонов. Роль мезозойского тектогенеза в развитии Кавказско-Каракурумской части Альпийско-Гималайского пояса	124
СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ И СТРУКТУРЫ ОСНОВАНИЯ МЕЗОЗОИД	
В. М. Мерзляков, М. И. Терехов, С. М. Тильман. Состояние проблемы срединных массивов Северо-Востока СССР	131
Б. М. Чиков. Срединные массивы мезозойских Тихоокеанского пояса и их типы	143
Н. А. Герасимова, Б. М. Гусаров, Е. Ф. Дылевский, И. А. Ковальчук, К. В. Симак. Основные черты тектоники Омолонской глыбовой области	150
Ю. С. Липкин, М. И. Липкина. Геологическое строение Ханкайского массива и его положение в мезозойских Сихотэ-Алиня	156
В. М. Мерзляков. К проблеме структур основания Верхояно-Чукотской складчатой области	162

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ В МЕЗОЗОИДАХ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

В. Ф. Белый. Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии	168
В. К. Садаков. Вулкано-тектонические структуры Беринговской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	177
Б. Ф. Палымский. Меловой вулканизм и его место в тектоническом развитии Северо-Восточного Приколывья	182
С. Д. Вознесенский, Н. Г. Маннафов. Надвиговый тип разрывов в зоне сочленения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Верхояно-Колымской складчатой системы (на примере Арманского надвига)	188

МЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ В ОБЛАСТЯХ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В. В. Иванов. Мезозойский тектогенез в северной части Корякско-Камчатских кайнозоеид	190
И. М. Мигович, В. П. Похилайнен. Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны	196
О. А. Мельников. О роли мезозойских тектонических движений в структурах Сахалина и Хоккайдо	201

МЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

К. В. Боголепов. Мезозойский тектогенез во внегеосинклиналиях областей Евразии	206
Б. И. Васильев. Мезо-кайнозойские структуры юго-восточной Монголии и основные этапы их развития	210
А. А. Тимофеев. Особенности геологического развития Монголо-Охотского пояса в мезозое и его место в структуре Восточной Азии	213
Р. В. Лесняк. Характер связи юрского орогенного магматизма и тектоники в Восточном Забайкалье	220
В. М. Лебедев, Н. В. Мельников, В. С. Старосельцев, А. В. Хоменко. Особенности формирования триасового структурного яруса центральной части Тунгусской синеклизы	224
Н. И. Отнюков, Г. В. Коробков. Тектоническое развитие восточной части Ангаро-Вилюйского прогиба	227
Л. В. Дехтярева. Позднемеловая активизация на юге-Витимского плоскогорья	234
В. С. Бочкарев. Триас-юрские катаплатформенные и дейтероорогенные дислокации Западной Сибири, их пространственные и временные соотношения	236
П. К. Куликов, М. Я. Рудкевич. Тектоника Западно-Сибирской плиты	244
Ф. Г. Гурари, К. И. Микуленко, В. С. Старосельцев. Тектоника мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты	247
М. Л. Верба. Западно-Сибирская плита и Енисей-Хатангский прогиб — раннемезозойские зоны развития земной коры	254

СВЯЗЬ МЕТАЛЛОГЕНИИ С ТЕКТОНИКОЙ И МАГМАТИЗМОМ

Е. А. Радкевич. Положение гранитных интрузий в мезозойских структурах Тихоокеанского пояса	259
П. М. Хренов, Ю. В. Комаров, А. С. Калинин, Е. А. Некрасова, В. Г. Семенова. Мезозойский тектогенез и металлогения внегеосинклиналиях областей Восточной Сибири	269
И. А. Плотников, Л. С. Устинова, Л. А. Василенко. Мезозойско-кайнозойские магматические формации Хабаровского края и Амурской области, их место в геотектоническом развитии	274
В. Н. Белогуб, И. И. Шапочка, Н. П. Романовский. Место мезо-кайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении по геофизическим данным	279
Р. Г. Кулинич. Особенности глубинного строения и эндогенная рудоносность мезозойд южной части Сихотэ-Алиня	284
С. И. Гурвич, Б. А. Кулешов, Ф. Э. Стружков, В. Б. Терентьев. Особенности размещения оловянного оруденения Центральной Чукотки	289
А. П. Милов. О влиянии тектонических условий на особенности позднемезозойского гранитоидного магматизма Чукотки	291
Л. И. Измайлов, А. Д. Чехов. Главнейшие системы разрывных нарушений юго-восточной части Иньяли-Дебинского синклинория	295
Л. Л. Красный. Тектоника Илин-Тасской зоны (Яно-Колымская система)	298

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ

О. Л. Эйно. Общие закономерности движений земной коры	302
Н. П. Васильковский. Полицикличность или моноцикличность тектогенеза? (на примере Тихоокеанского пояса)	307

CONTENTS

Preface	5
MESOZOIC FOLDING IN STRUCTURES OF THE EARTH CRUST	
S. M. Tilman. The tectonic nature of the mesozoides of the North of the Pacific Belt	7
T. N. Spidzarsky. Structure of the North-East and Far East of the Soviet Union and tectonic regims, made it	13
V. N. Shel'po. The comparative analysis of the morphology and conditions of folding formation of the Verkhoyania and Caucasus	21
A. V. Korobitzin. Sedimentary formations and the main stages of evolution of Verkhoyansky miogeosyncline in the Late Paleozoic	29
A. A. Mezvilik. The peculiarities of evolution of Verkhoyansky miogeosyncline	36
B. I. Mal'kov. The diagram of evolution of the South Eastern part of Yana-Kolyma's geosyncline system	43
Y. G. Kobyl'yansky, I. M. Migovich. Stages of evolution of geosyncline depressions of the South-Eastern part of Yana-Kolyma's folding region	50
Y. V. Arkhipov, Y. N. Petrov, V. B. Spector, G. S. Yaskelainen. The main structural elements of mesozoides on the territory of middle stream of Yana	54
R. O. Galabala. On orogenesis in Western Verkhoyania	61
A. I. Afitzky, B. F. Palym'sky. Tectonic development of Late Mesozoic marginal depressions of Chukotka	68
O. N. Ivanov, S. G. Byalobdzesky. Trusting structures of island Vrangell	73
G. E. Nekrasov, N. B. Zaborovskay, M. L. Gel'man. Tectonics of the zone of transition of mesozoides to structures of the Koryak-Kamtchatka folding region at the example of peninsula Taigonos	80
A. D. Chekhov. The comparative analysis of In'yali-Debinsky and Ol'doisky synclinoriums	87
E. B. Bel'tenev, M. B. Zolotov, V. V. Onihimov'sky, I. A. Plotnikov, I. I. Shapochka. Geotectonic structures of Khabarov'sky region and Amursky area, their evolution in Mesozoic and Cenozoic periods	97
S. A. Salun. The main features of Mesozoic tectogenesis in the South part of the Soviet Far East	105
I. A. Plotnikov, S. F. Usenko. The history of evolution of mesozoides of Mongolo-Okhotsky's folding-clumpy system of Priamurian area	111
V. P. Mishin. Different ages' eugeosyncline formations of the main anticlinorium of Sikhote-Alin	114
G. A. Kudryavtzev, V. B. Agentov, Y. G. Gatinsky, A. V. Mishina. The main features of the tectonics of Indo-China	119
Y. G. Leonov. The role of Mesozoic tectogenesis in evolution of Caucasus-Karakorum'sky part of Al'pyisky-Gimalaisky belt	124
MEDIAN MASSIVES AND STRUCTURES OF BASE OF MESOZOIDES	
V. M. Merzlyakov, M. I. Terekhov, S. M. Tilman. The state of the problem of median massives of the North-East of the USSR	131
B. M. Chikov. The median massives of mesozoides of the Pacific Belt and their types	143
N. A. Gerasimova, B. M. Gusarov, E. F. Dulev'sky, I. A. Koval'chuk, K. V. Simakov. The main features of tectonics of Omolon's clumpy area	150
Y. S. Lipkin, M. I. Lipkina. The geological structure of Khankaisky massive and its position in mesozoides of Sikhote-Alin	156
V. M. Merzlyakov. On the problem of structures of the base of Verkhoyano-Chukotka's folding area	162

STRUCTURAL POSITION OF VOLCANIC BELTS IN MESOZOIDS OF THE EAST ASIA

- V. F. Belyi. The main types of volcanogenic belts in areas of mesozoic tectogenesis of East Asia 168
- V. K. Sadakov. Volcano-tectonic structures of Beringovsky branch of Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt 177
- B. F. Palymsky. Cretaceous volcanism and its place in tectonic evolution of North-Eastern Pricolym'ye 182
- S. D. Voznesensky, N. G. Mannafov. Trusting type of fractures in the zone of articulation of Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt and Verkhoyano-Kolymsky folding system (from the example of Armansky thrust) 188

MESOZOIC TECTOGENESIS IN REGIONS OF CENOZOIC FOLDING

- V. V. Ivanov. Mesozoic tectogenesis in Northern part of Koryak-Kamchatka Cenozooids 190
- I. M. Migovich, V. P. Pokhialainen. The tectonic evolution of Pendzinsko-Anadyrsky folding zone 196
- O. A. Mel'nikov. On role of mesozoic tectonic movements in structures of Sakhalin and Hokkaido 201

MESOZOIC TECTOGENESIS OF EXTRAGEOSYNCLINAL AREAS

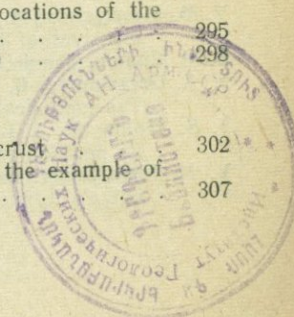
- K. V. Bogolepov. Mesozoic tectogenesis in extrageosynclinal areas of Eurasia 206
- B. I. Vasil'ev. Meso-Cenozoic structures of South-East Mongolia and the main stages of their development 210
- A. A. Timofeev. The peculiarities of geological evolution of Mongolo-Okhotsky belt in Mesozoic and its place in structure of East Asia 213
- R. V. Lesnyak. The character of the connections between Jurassic orogenic magmatism and tectonics in East Zabaikalie 220
- V. M. Lebedev, N. V. Mel'nikov, V. S. Starosel'tzev, A. V. Khomenko. The peculiarities of formation of Triassic structural stage of the central part of Tungussky syncline 224
- N. I. Otnukov, G. V. Korobkov. The tectonic evolution of Eastern part of Angaro-Vilyisky depression 227
- L. V. Dekhtyareva. Late-Cretaceous activation on the South of Vitimsky's Highland 234
- V. S. Bochkar'ov. Triassic-Jurassic kataplatform and deuterogenic dislocations of the West Siberia, their spatial and time correlations 236
- P. K. Kulikov, M. J. Rudkevich. Tectonics of the West-Siberian platform 244
- F. G. Gurary, K. I. Mikulenko, V. S. Starosel'tzev. Tectonics of Mesozoic-Cenozoic mantle of the West-Siberian platform 247
- M. L. Verba. West-Siberian platform and Enisey'—Khatanga depression are Early-mesozoic zones of the evolution of the Earth crust 254

THE RELATION OF METALLOGENY TO TECTONICS AND MAGMATISM

- E. A. Radkevich. The position of granitic intrusions in mesozoic structures of the Pacific Belt 259
- P. M. Khrenov, Y. V. Komarov, A. S. Kalinin, E. A. Nekrasova, V. G. Semenova. Mesozoic tectogenesis and metallogeny of the extrageosyncline areas of the East Siberia 269
- I. A. Plotnikov, L. S. Ustinova, L. A. Vasilenko. Mesozoic-Cenozoic magmatic formations of Khabarovsk region and their place in geotectonic evolution 274
- V. N. Belogub, I. I. Shapochka, N. P. Romanovsky. The place of Mesozoic-Cenozoic granitoid magmatism in tectonic evolution of Priamur'ye and some elements of metallogeny according to geophysical data 279
- R. G. Kulich. The peculiarities of abyssal structure and endogenic ore content of mesozooids of the Southern part of Sikhote-Alin 284
- S. I. Gurvich, B. A. Kuleshov, F. E. Struzkov, V. B. Terent'ev. The peculiarities of location of tin mineralization of the Central Chukotka 289
- A. P. Milov. On the influence of tectonic conditions to the peculiarities of Late-Mesozoic granitoid magmatism of Chukotka 291
- L. I. Izmailov, A. D. Chekhov. The main systems of fracture dislocations of the South-East part of In'yaly-Debinsky synclorium 295
- L. L. Krasnyi. Tectonics of Ilin-Tass zone (Yano-Kolymsky System) 298

GENERAL PROBLEMS OF TECTONICS

- O. L. Einor. General relationships of the movements of the Earth crust 302
- N. P. Vasil'kovsky. Polycyclic or monocyclic of tectogenesis? (On the example of Pacific belt) 307



Готовятся к печати:

- В. М. Мерзляков.** Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР). Выходит в свет в III кв. 1971 г. в Изд-ве «Наука», цена 1 руб.
- С. М. Тильман.** Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца (Сибирское отделение Изд-ва «Наука»).

Имеются в продаже:

Авторский коллектив: **В. Ф. Белый, А. А. Николаевский, С. М. Тильман, Н. А. Шило.** Тектоническая карта Северо-Востока СССР масштаба 1:2 500 000. Главное управление геодезии и картографии Министерства геологии СССР. Москва, 1966.

Коллектив авторов. Тектоника Северо-Востока СССР. Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР масштаба 1:2 500 000. Труды СВКНИИ, вып. 33. Магадан, 1969. Цена 46 коп.

Коллектив авторов. Путеводители экскурсий VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1969. Цена 35 коп.

Книги высылаются наложенным платежом. Заявки направлять по адресу: 685 010. Магадан, Портовая, 16. СВКНИИ, Отдел научно-технической информации.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ

(Материалы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока)

Редакторы **Н. Ф. Соколовская, Т. В. Умнова.**
Корректор **Е. М. Каминская.**
Графика **П. Е. Качер, Т. А. Коростелевой.**

Сдано в набор 22.I.1971 г. Подписано к печати 14.IV.1971 г. АХ—02162. Заказ 967.
Формат 70×108. Объем 20 физ. печ. л., 27,4 усл. печ. л., 28,5 уч.-изд. л. Тираж 1500 экз.
Цена 2 руб., в ледериновом переплете 2 руб. 20 коп.

Отдел научно-технической информации Северо-Восточного комплексного института.
Магадан, Портовая, 16.

Магаданская областная типография Управления по печати.

2 руб.

555