

С. А. САЛУН

ТЕКТОНИКА
И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ
СКЛАДЧАТОЙ
СИСТЕМЫ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ
«АЭРОГЕОЛОГИЯ»

551.24

С. А. САЛУН

ТЕКТОНИКА
И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ
СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

2331



МОСКВА, «НЕДРА», 1978



Салун С. А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М., «Недра», 1978 183 с. [Министерство геологии СССР. Всесоюзное аэрогеологическое научно-производственное объединение «Аэрогеология»]

В работе охарактеризованы соотношения Сихотэ-Алинской системы с сопредельными структурами и ее границы. Выделены комплексы основания, главный геосинклинальный, орогенный и комплекс неотектонической активизации; описаны геологические формации, формационные ряды и тектонические структуры. Выделены основные этапы и стадии развития Сихотэ-Алинской системы, проанализировано ее положение в структуре внешней зоны Тихоокеанского тектонического пояса и в ряду мезозойских геосинклинальных складчатых систем. Охарактеризована роль различных геологических формаций, тектонических структур и стадий развития в формировании минерагении Сихотэ-Алиния и Приамурья.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, работающих в области региональной и общей тектоники и региональной геологии Дальнего Востока и Северо-Востока СССР.

Табл. (приложения) 4, ил. 36, список лит. 211 назв.

*Светлой памяти друзей моих —
студентов и выпускников Московского
геологоразведочного института,
сапёров 771 Отдельного инженерного батальона,
солдат и офицеров 1247 и 1249 стрелковых полков,
в битвах за Родину честно павших,
— посвящается эта книга*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В связи с необходимостью ускоренного развития производительных сил Дальнего Востока и увеличения добычи различных полезных ископаемых в настоящее время на территории Сихотэ-Алиня, Среднего и Нижнего Приамурья ведутся крупномасштабные геологические исследования. Учитывая необходимость сосредоточения их в наиболее перспективных районах, представляется особенно важным проанализировать и обобщить обширный фактический материал по региональной тектонике, собранный в ходе среднемасштабного геологического картирования.

Приступая к работе над книгой, автор ставил перед собой следующие задачи, определяющиеся как потребностями практики, так и состоянием изученности территории:

- 1) определение границ Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы, выяснение ее соотношений с сопредельными тектоническими сооружениями и ее положения в структуре Тихоокеанского пояса;
- 2) выяснение времени и условий заложения Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы;
- 3) выяснение времени замыкания Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы и ее положения в ряду мезозойских геосинклинально-складчатых систем;
- 4) выделение основных этапов и стадий развития Сихотэ-Алинской системы путем обобщения имеющихся данных о геологических формациях, тектонических структурах и структурно-формационных комплексах.

Стратиграфической базой при подготовке книги послужили решения II Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания [149, 150], а также стратиграфические схемы, положенные в основу XIX и XXXII томов монографии «Геология СССР». Все отступления от этих схем оговорены в книге. В качестве геологической основы использованы геологическая карта Хабаровского края и Амурской области в м-бе 1 : 2 500 000 (гл. ред. Л. И. Красный) [52], геологическая карта Приморского края в м-бе 1 : 1 000 000 (гл. ред. И. И. Берсенев) [53] и, в значительной степени, геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского пояса в м-бе 1 : 1 500 000 (гл. ред. Л. И. Красный) [83].

В основу исследования положен принцип выделения структурно-формационных комплексов, соответствующих различным этапам и стадиям развития территории. Для обозначения структурно-формационных комплексов самого высокого ранга, таких, как кристаллический фундамент древних платформ или главный геосинклинальный комплекс складчатых областей, обладающих различными структурными планами

и разделенных ярко выраженными угловыми несогласиями, применяется термин структурный этаж [155]. Структурными ярусами называются структурно-формационные комплексы более низкого ранга, соответствующие отдельным стадиям развития земной коры. Для обозначения структурно-формационных комплексов, представляющих совокупность нескольких структурных ярусов и в то же время являющихся составными частями одного и того же структурного этажа, сохраняется предложенный Н. П. Херасковым [191] термин структурный подэтаж.

Вслед за Н. С. Шатским [204], Н. П. Херасковым [194], Ю. А. Кузнецовым [94] и другими исследователями автор рассматривает геологические формации как естественные ассоциации горных пород, отдельные части которых парагенетически связаны между собой как в латеральных направлениях, так и в последовательности образования. Для обозначения совокупности формаций применяются термины класс формаций (например, класс геосинклинальных формаций) и группа формаций (например, группа вулканогенно-кремнисто-терригенных формаций). Синонимом термина группа формаций является термин надформация. В случаях, когда одной из частей формации свойственны специфические признаки, определяемые тектоническим режимом, геоморфологическими или климатическими условиями, выделяются подформации: флишодная подформация в составе сероцветной терригенной формации и т. д.

Тектоническое районирование территории производилось по возрасту главной складчатости, т. е. по тому же принципу, которым пользовались А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, А. А. Богданов и А. Л. Яншин. Главная складчатость определялась по времени смены геосинклинальных формаций формациями орогенного класса. Одновозрастные структуры классифицируются по типу развития (многогеосинклинальный, эвгеосинклинальный) и по положению в пределах складчатой области (срединные и краевые массивы).

Термины, характеризующие основные тектонические подразделения земной коры материков, применяются, как правило, в том же смысле, как они охарактеризованы в коллективной статье А. А. Богданова, Л. П. Зоненшайна, М. В. Муратова, Б. Д. Наливкина, Ю. М. Пушаровского, В. Е. Хаина, В. М. Цейслера и Н. А. Штрейса [179].

Термин «глубинный разлом» употребляется в том смысле, какой вкладывали в него А. В. Пейве и Н. С. Шатский. Глубинные разломы характеризуются «грандиозной длиной (нередко до 1500—2000 км), изумительной прямолинейностью, необычайной длительностью развития ...такие разломы или зоны разломов глубоко уходят в мантию земной коры, почему их и следует называть глубинными» [202].

Поскольку глубинные разломы образуют границы между платформами и геосинклинальными областями, между геосинклинальными системами и срединными (или краевыми) массивами, между геосинклинальными прогибами и геоантиклинальными поднятиями и т. д. контролируя на всем протяжении своего существования как осадкообразование, так и магматическую деятельность в разделяемых ими структурно-фациальных зонах, представляется возможным выделять в зависимости от ранга разделяемых структур также глубинные разломы более или менее высокого ранга.

Наряду с глубинными разломами пограничного типа существуют также глубинные разломы, являющиеся, как это еще в 1948 г. отмечал Н. С. Шатский, общими для платформ и складчатых областей. Такие разломы, ориентированные перпендикулярно или диагонально относительно границ крупных структур, пересекающие кристаллический фундамент платформ и комплекс основания геосинклинальных и складчатых областей и получающие многообразное выражение в платформенном чехле, геосинклинальном и орогенном комплексах, именуется

трансформными глубинными разломами, или «поперечными тектоническими зонами».

Термин «постконсолидационная тектоно-магматическая активизация» в данной книге применяется для обозначения возобновления (или резкого усиления) тектонических движений, сопровождаемого осадко- и структурообразованием, интрузивным и эффузивным магматизмом, проявляющегося в пределах структур, обладающих корой континентального или субконтинентального типа (краевые участки платформ, срединные и краевые массивы, горные складчатые области), но не приводящего к кардинальной перестройке предшествующего структурного плана. В пределах Дальнего Востока широко распространены проявления «отраженной» активизации — сингеосинклиналиной и синорогенной.

В ходе работы над книгой автор пользовался советами и указаниями Л. И. Красного, П. Н. Кропоткина, Е. Е. Милановского, М. В. Муратова, М. С. Нагибиной, В. А. Ярмолюка, Е. Б. Бельтенева, И. И. Берсенева, В. Н. Верещагина, В. А. Евстрахина, М. Г. Золотова, Э. Н. Лишневого, С. А. Музылева, Р. И. Соколова, В. Э. Хромовой, Е. Г. Чаповского. Всем перечисленным лицам автор выражает свою глубокую признательность.

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Основы современных представлений о тектонике южной части советского Дальнего Востока заложены А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским [2, 87], которые пришли к выводу о существовании самостоятельной зоны мезозойской складчатости, расположенной между палеозойскими складчатыми сооружениями Забайкалья и альпийской геосинклинальной областью, охватывающей, по их мнению, Японию, Сахалин, Курильские острова и Камчатку. На опубликованной ими схеме тектоники СССР впервые получило выражение широко распространенное впоследствии представление о наличии Сихотэ-Алинской, или Приморской, и Восточно-Забайкальской систем («ветвей») мезозойских складчатых структур, соединяющихся через Западное Приохотье. В качестве характерных особенностей Сихотэ-Алинской «ветви» указывалось неглубокое залегание древнего фундамента и наличие его выступов, не вполне переработанных мезозойской складчатостью. После того как к взглядам А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского присоединились А. Н. Мазарович [105], В. А. Обручев [130] и другие геологи, проблема определения тектонической принадлежности Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья в принципе была решена. Этого, однако, нельзя сказать о проблеме мезозойских структур Восточно-Забайкальской «ветви», которая в настоящее время многими исследователями решается иначе, чем ее решали А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский.

Уже в 1936 г. Г. П. Воларович и В. З. Скороход отметили, что важной чертой структуры Сихотэ-Алиня является наличие в осевой части этой горной системы крупного антиклинория северо-восточного простирания. Важнейшая для Сихотэ-Алиня фаза складчатости проявилась, по их мнению, в начале мелового периода [46].

Одна из первых попыток тектонического районирования рассматриваемой территории была предпринята в 1937—1939 гг. А. З. Лазаревым [95]. На его тектонической схеме выделены: 1) докембрийские массивы (Алданский щит, Буреинский массив); 2) палеозойская складчатая зона, охватывающая систему хребтов Джагды и Тукурингра, а также Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня; 3) периферические антиклинальные поднятия (Куро-Урмийский район, восточный склон Сихотэ-Алиня), характеризующиеся широким распространением верхнепалеозойских отложений; 4) мезозойская складчатая зона, занимающая значительную часть территории Сихотэ-Алиня, Нижнее Приамурье и Юго-Западное Приохотье; 5) область преобладающего распространения кайнозойских отложений, протягивающаяся параллельно Амуру от Малого Хингана до побережья Сахалинского залива. Таким образом, 40 лет тому назад А. З. Лазарев указал наиболее характерные черты тектонического строения рассматриваемой территории; несоответствие некоторых частей его схемы современному фактическому материалу не снижает значения этого крупного научного достижения.

Глубокое влияние на развитие последующих исследований оказали взгляды Н. П. Хераскова, сложившиеся в результате изучения тектоники Буреинского прогиба. По Н. П. Хераскову [195], Сихотэ-Алинь представляет собой крупную мегантиклиналь в составе Амуру-Приморской зоны области мезозойской складчатости. Считая, что в пределах Амуру-Приморской зоны широко распространены отложения верхоянского комплекса, Н. П. Херасков указал, что в Сихотэ-Алине все системы этого комплекса имеют громадное развитие и формируют основную

структуру района. Охарактеризовав Буренский прогиб как краевой прогиб мезозойской геосинклинальной области и отметив особый характер развития восточного склона Сихотэ-Алиня, сближающий эту зону с областью альпийской складчатости, Н. П. Херасков, по существу, впервые поставил вопрос о необходимости уточнения положения границ области мезозойской складчатости на юге Дальнего Востока.

С. А. Музылев [116], выделив два крупных складчатых пояса (Монголо-Охотский и Восточно-Азиатский) и проведя границу между ними приблизительно по западному ограничению Буренского массива, по существу пришел к выводу об отсутствии принципиальных различий между тектоническими структурами Сихотэ-Алиня, Нижнего Приамурья и Сахалина. Он же впервые обратил внимание на повсеместную, иногда весьма значительную дислоцированность палеогеновых отложений Сихотэ-Алиня и Приамурья, подчеркнув тем самым, что нельзя кайнозойской этап развития этой территории сопоставлять с платформенным. Рассматривая степень дислоцированности отложений, как главный признак тектонического районирования, С. А. Музылев несколько переоценил роль альпийской складчатости в формировании структуры Сихотэ-Алиня. Взгляды С. А. Музылева нашли отражение в его совместной работе с Н. А. Беляевским, М. И. Ициксоном и Л. И. Красным [50], а в дальнейшем оказали заметное влияние на работы В. В. Онихимовского, Е. Б. Бельтенева и многих других исследователей.

Не утратила своего значения и до настоящего времени схема тектонического районирования южной части Дальнего Востока, предложенная П. Н. Кропоткиным [88, 90]. На этой схеме в пределах Среднего и Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья в состав области мезозойской складчатости включены: 1) антиклинории Хингано-Буренский, Кербинский, Хехцирский, Бикинский и Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня; 2) антиклинальная зона Баджальская; 3) антиклиналь Тугуро-Шантарская; 4) прогибы Амгунский, Амурский; 5) синклиналильные зоны Биро-Урмийская, Удская, Тугуро-Нимеленская, Нижне-Амурская, Хорско-Хабаровская, Алчано-Матайская; 6) главный синклинорий Сихотэ-Алиня; 7) Ханкайский массив. Зону восточного склона Сихотэ-Алиня П. Н. Кропоткин вслед за П. Н. Херасковым выделяет в качестве Приморской зоны кайнозойской складчатости, а Шантарскую ветвь и Кербинский синклинорий относит к области герцинской складчатости.

Достоинства схемы П. Н. Кропоткина могут быть в полной мере оценены, исходя из ее детальности. Она подвела итоги двадцатилетнему этапу тектонических исследований и во многом предопределила направление последующих работ. В целом, тридцатые и сороковые годы могут быть охарактеризованы, как этап первичного тектонического районирования рассматриваемой территории. Такое направление исследований, по-видимому, предопределялось широким распространением мелкомасштабной геологической съемки и в то же время отвечало ее запросам. Полученные за описываемое двадцатилетие выводы отражены в Тектонических картах СССР м-ба 1:4 000 000 (1953) и 1:5 000 000 (1956), составленных под руководством Н. С. Шатского.

Следующий этап исследований, охвативший пятидесятые и шестидесятые годы, может быть охарактеризован, как этап систематических тектонических исследований, опирающихся не только на результаты среднемасштабного геологического картирования, но и на данные региональных аэромагнитных съемок. Его характерной особенностью является также публикация тектонических карт, среди которых следует упомянуть тектоническую карту Хабаровского края и Амурской области в м-бе 1:1 500 000, составленную Л. И. Красным (1962); на этой карте с большой объективностью отображены сложившиеся к концу пятидесятых годов представления о составе и распространении геологи-

ческих формаций, о тектоническом положении интрузивных образований, о морфологии складчатых структур и т. д. Не имея возможности в кратком обзоре исчерпывающим образом рассмотреть все работы этого двадцатилетия, в которых так или иначе затрагиваются проблемы тектоники описываемой территории, мы ограничимся перечислением основных направлений исследований с указанием наиболее важных работ.

Вопросам тектонического районирования как всей территории юга Дальнего Востока, так и отдельных ее районов посвящены работы Н. А. Беляевского [12], И. И. Берсенева [17, 18, 20], Е. Б. Бельтенева и др. [55], Б. А. Иванова [66], Л. И. Красного [78, 79, 80, 81, 83], Л. И. Красного и А. М. Смирнова [84], Д. А. Кирикова [76], В. В. Онихимовского [132], Ю. М. Пущаровского [144], С. А. Салуна [156, 162], А. М. Смирнова [168, 169], Ю. А. Ходака и Сунь-Шу [196], Э. П. Изоха [69], А. И. Савченко [153]. Ниже рассматриваются лишь некоторые из предложенных тектонических схем, имеющие принципиальное значение для последующего изложения.

На схеме тектонического районирования Хабаровского края и Амурской области, предложенной Л. И. Красным в 1959—1960 гг. и детализированной им в последующие годы, выделены следующие основные структурные элементы территории.

1. Юго-восточная часть Сибирской платформы, обладающая складчатым фундаментом, сложенным архейскими кристаллическими образованиями, и платформенным чехлом, состоящим из отложений синия и нижнего кембрия.

2. Область протерозойской складчатости Станового хребта — Джугджура, сложенная интенсивно дислоцированными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами; в ее пределах известны позднепалеозойские и мезозойские интрузии гранитоидов.

3. Монголо-Охотская область палеозойской и среднемезозойской складчатости, характеризующаяся складчато-глыбовым строением; заложение ее относится к синию — кембрию, расчленение на поднятия и прогибы — к среднему палеозою, завершение складкообразовательных движений — к поздней юре — раннему мелу.

4. Буреинский массив, состоящий из докембрийских кристаллических образований, переработанных вследствие внедрения масс гранитной магмы в палеозое.

5. Сихотэ-Алинская область позднемезозойской складчатости, характеризующаяся развитием линейных складчатых структур (Ванданский, Центрально-Сихотэ-Алинский и Ниланский антиклинории, Амгунский, Горинский, Нижнебикинский и Восточно-Сихотэ-Алинский синклинории); в этой области выделяются также наложенные прогибы (Амуру-Сунгарийский) и впадины, выполненные рыхлыми кайнозойскими отложениями, залегающими полого или почти горизонтально. Границы между структурными элементами, а также между крупными структурами в их пределах представлены глубинными разломами, с которыми связаны вулканические пояса: Удско-Охотский, Умлекано-Огоджинский, Хингано-Баджалский, Приморский и Западно-Сихотэ-Алинский.

По мнению Л. И. Красного, южная окраина Алданского щита уже с раннего протерозоя являлась жесткой глыбой. Складчатая область Становика-Джугджура, выступавшая в раннем синии в качестве краевого поднятия, приобрела в дальнейшем устойчивую тенденцию к воздыманию. Верхне-Зейская впадина и Удский прогиб в совокупности образуют своеобразную краевую структуру на границе Охотской ветви Монголо-Охотской складчатой области, сохранившей подвижность в мезозое, и области Становика-Джугджура, представлявшей собой на этом этапе платформенное сооружение. Западная граница Сихотэ-Алинской

области срезает более древние структуры Буреинского массива и Монголо-Охотской складчатой области. Почти вся территория подверглась воздействию мезозойских тектонических движений и может быть отнесена к «мезозоидам», входящим в состав внешней зоны Тихоокеанского пояса.

Широкое распространение представлений Л. И. Красного о тектоническом строении рассматриваемой территории и та положительная роль, которую они сыграли при выработке современных металлогенических концепций, общеизвестны. Тем не менее отдельные аспекты этих представлений (положение западной границы Сихотэ-Алинской складчатой системы и в связи с этим тектоника мезозойских отложений на левобережье Амура; определение объема структурно-формационных комплексов и соотношений между ними и т. д.) в свете современных данных могут быть пересмотрены.

Одновременно со схемой Л. И. Красного была опубликована схема тектонического районирования той же территории, разработанная М. Г. Золотовым, Е. Г. Сидельниковой, Е. Е. Фроловой и О. Ф. Шишкановой под общим руководством В. В. Онихимовского [132]. На этой схеме выделены платформы, складчатые области и переходные между ними зоны, а в качестве структур второго порядка — выступы докембрийского основания, передовые прогибы, синклинории и антиклинории. Главными тектоническими циклами, в той или иной мере участвовавшими в формировании структур, по мнению авторов, являются архейский, протерозойский, варисский, мезозойский и альпийский. Три последних подразделяются на фазы. Современная структура материковой территории обусловлена, по В. В. Онихимовскому, посленижнемеловой (австрийской) фазой складчатости. Наиболее древней и наименее подвижной структурой является алданская часть Сибирской платформы, обладающая жестким архейским основанием, на котором почти горизонтально залегают породы верхнего протерозоя, кембрия и юры. Платформа окаймляется переходной зоной Станового хребта, в пределах которой протерозойские и кембрийские породы интенсивно дислоцированы, а мезозойские отложения образуют пологие, иногда коробчатые структуры. Селемджинско-Кербинский выступ докембрийского основания на всем своем протяжении (более 700 км) сложен сильно дислоцированными мощными образованиями протерозоя, в меньшей степени — архея. К югу от Селемджинско-Кербинского выступа располагается обширная Амурская платформа, возникшая на месте палеозойской складчатой области в верхнепермскую эпоху. Верхний ярус платформы представлен почти горизонтально залегающими пресноводно-континентальными образованиями верхнего мела, палеогена и неогена.

Мезозойская складчатая область, расположенная к востоку от перечисленных малоподвижных структур, характеризуется наибольшим распространением юрских и меловых отложений и генеральным северо-восточным простираем складок. На севере и на западе складчатая область сопрягается с более древними структурами посредством системы краевых прогибов (Хингано-Буреинского, Верхне-Амурского, Зейско-Удского). В ее составе выделяются антиклинории (Хингано-Буреинский, Удский, Баджалский, Тугурский и Сихотэ-Алинский), синклинории (Биро-Амгунский, Амуро-Уссурийский и Нижне-Амурский) и Тыльско-Торомский прогиб. Территория, расположенная западнее Биджанской и Урмийской кайнозойских депрессий, представляет собой третичную платформу, консолидированную в результате мезозойской складчатости. Между третичной платформой и побережьем Охотского моря и Татарского пролива расположена переходная зона третичной складчатости, характеризующаяся спорадическим распространением отложений неогена и палеогена и широким развитием кайнозойских эффузивных образований. Восточная (приморская) окраина переходной

зоны фиксируется по осадочным и вулканогенным образованиям палеогена.

Таким образом, схема В. В. Онихимовского, М. Г. Золотова и их соавторов представляет собой совершенно оригинальную попытку истолкования тектонического строения южной части Дальнего Востока. Особого внимания заслуживает вывод о широком распространении «переходных зон», объективно отражающий одну из главных особенностей тектонического строения территории, давно пережившей этап геосинклинального развития, но до сих пор не превратившейся в платформу. Чрезвычайно интересной представляется идея о выделении Амурской платформы, выдержавшая, по нашему мнению, испытание временем. В то же время отдельные выводы авторов вызывают возражения. В частности, трудно согласиться с тем, что Зейско-Удский и Джугджурский прогибы принадлежат к категориям краевых; вызывают возражения границы «Амурской платформы» и т. д.

По мнению А. М. Смирнова [168, 169], южная часть советского Дальнего Востока и прилегающие территории КНР и КНДР расположены на стыке геотектонических элементов первого порядка: Сибирской и Китайской платформ, Тихоокеанского и Монголо-Охотского складчатых поясов. Входящая в состав Тихоокеанского пояса мезозойская Сихотэ-Алинская складчатая область подразделяется на Западную и Восточную зоны, между которыми расположен остаточный Ханкайский массив. Стабилизация Северо-Китайской платформы произошла, по А. М. Смирнову, в конце верхнего протерозоя. Ее северный (Хэганский, Хэгано-Буреинский) выступ в течение каледонского этапа занимал почти всю Северную Маньчжурию, достигая на севере среднего течения Амура и нижнего течения Зеи. В начале силура большая часть выступа вошла в состав вторично-геосинклинальной Маньчжурской зоны Монголо-Охотского пояса. Наиболее устойчивыми оказались Зейский, Северо-Маньчжурский и Чжангуайцай-Минский массивы. Платформа и ее устойчивые остатки оконтуриваются складчатыми структурами поздних герцинид. В конце герцинского этапа завершилась геосинклинальная стадия развития Монголо-Охотского пояса. В это же время в Сихотэ-Алинской зоне произошло замыкание Гродековского прогиба и приращение образовавшегося поднятия к герцинидам Восточной Маньчжурии, а также возникло центральное Сихотэ-Алинское поднятие. К западу и востоку от Центрального поднятия до верхнего мела сохранялись геосинклинальные условия.

Идея о далеко выдающемся на севере Хэганском выступе Северо-Китайской платформы развивалась также Ю. А. Ходаком и Сунь-Шу [196]. Заложение Сихотэ-Алинской системы на палеозойском основании эти авторы датируют триасом.

По мнению Ю. М. Пущаровского [145], Сихотэ-Алинская складчатая область, граничащая на западе с герцинидами, а на востоке с Приморским отрезком Чукотско-Катазиатского вулканического пояса, состоит из ряда крупных линейных тектонических элементов северо-восточной ориентировки. Клиновидный Ханкайский массив разделяет складчатую область на две существенно различные складчатые системы: Приморскую и Приамурскую. Первая состоит из Сихотэ-Алинского антиклинория и Тетюхинского синклинория; вторая на крупные линейные элементы не подразделяется. Образования орогенного структурного яруса, представленные континентальными молассами и вулканогенными породами, выполняют наложенные впадины, наиболее крупной из которых является Хабаровская.

На тектонической карте Хабаровского края и Амурской области м-ба 1:2500 000, составленной Е. Б. Бельтеневым, М. Г. Золотовым, В. В. Онихимовским, И. А. Плотниковым и И. И. Шапочкой [55] и представляющей собой одно из наиболее значительных обобщений, вы-

полненных в последние годы, выделяются в качестве основных структурных элементов Сибирская платформа (в фундаменте которой обособляются архейды Алданского щита); обрамляющие ее складчато-глыбовые сооружения протерозоид зоны Становика-Джугджура; Восточно-Азиатская складчатая область, в состав которой входят Амуро-Охотская складчатая и Сихотэ-Алинская геосинклинально-складчатая ветви, разделенные Буреинским срединным массивом, и Восточно-Азиатский вулканический пояс. Вдоль сочленения платформы с подвижной областью оформилась зона переходной складчатости, включающая Шевлинский и Аянский перикратонные прогибы. Сочленение всех главнейших структурных элементов осуществляется по системе глубинных разломов. По мнению авторов, Амуро-Охотская и Сихотэ-Алинская ветви «возникли на месте единой Восточно-Азиатской геосинклинальной области, консолидация которой на севере и западе (Амуро-Охотская ветвь) закончилась в раннем мезозое, в то время как на востоке (Сихотэ-Алинская ветвь) полициклическое развитие геосинклинали продолжалось до позднего мезозоя включительно».

Значительное число работ за последнее двадцатилетие было посвящено тектонике отдельных районов и складчатых сооружений. Новые данные по тектонике Буреинского массива изложены в работах Г. В. Идниксон и Б. И. Лови [70], М. С. Нагибиной [121], В. В. Бобылева [22] и др. Тектоническое строение Ханкайского (Уссури-Ханкайского) массива описано Ю. Я. Громовым [58], Г. С. Гнибеденко [56], Ю. С. Липкиным и М. И. Липкиной [99]. Палеозойские структуры Амуро-Охотской складчатой системы охарактеризованы в работах Л. И. Красного [81], М. С. Нагибиной [121], В. Б. Караулова [75] и В. И. Гольденберга [57]. В этих же работах обосновано выделение Торомского прогиба в качестве самостоятельного структурного элемента и охарактеризовано в общих чертах его строение. Тектонике Удского прогиба посвящена работа Г. М. Левитана [96].

Строение верхнепалеозойских структур, обрамляющих Буреинский массив с востока, рассмотрено в работах Л. И. Красного и А. М. Смирнова [84], С. А. Салуна и В. В. Бобылева [164], В. В. Бобылева [22] и др. Особенности тектоники мезозойских образований, распространенных в этой зоне, описаны М. С. Нагибиной и Ю. И. Потаповым [126]. Тектонику Южного Сихотэ-Алия изучали Н. А. Беляевский [12], И. И. Берсенев [53] и Б. А. Иванов [66, 67]. Строение главного антиклинория Сихотэ-Алия охарактеризовано М. С. Мишиным [114]. Общая характеристика зон широкого распространения эффузивных пород, как вулканогенных поясов и «вулканогенов», содержится в работах М. А. Фаворской [185], Л. И. Красного [80, 81], Е. В. Быковской [36], Г. М. Фремда [187]. Кайнозойские тектонические структуры Средне-Амурской и других межгорных впадин описывались Ю. Я. Громовым [59], Ю. Б. Устиновским [184], В. Г. Варнавским [40] и др. Одной из первых работ, посвященных неотектонике Сихотэ-Алия и сопредельных территорий, является работа П. Н. Кропоткина [89]. В последующем изучением неотектоники Сихотэ-Алия и Нижнего Приамурья занимались Г. С. Ганешин, Ю. Ф. Чемяков, В. В. Соловьев и др.

В работах Л. И. Красного, М. С. Нагибиной [124], С. А. Салуна [154, 160], Е. В. Быковской [37] и ряда других исследователей приведены сведения о составе, строении и распространении различных геологических формаций. Попытка систематизации этих материалов была предпринята Д. А. Кириковым [76]. Разрывные нарушения изучали Е. А. Радкевич [146, 147], И. И. Берсенев [19], М. В. Чеботарев и С. Ф. Усенко [183, 197]. Вопросам тектонического положения поздне-меловых и кайнозойских интрузий посвящены работы Э. П. Изоха [69], Н. А. Беляевского, Ю. И. Громова и Л. А. Баскаковой [14], М. С. Нагибиной [122], Э. Н. Лишневецкого [101], Е. А. Радкевич, М. В. Чебо-

тарева и С. Ф. Усенко [148], Г. М. Левитана и С. А. Салуна [98]. В последнее время появились работы, рассматривающие вопросы глубинного строения земной коры советского Дальнего Востока, в том числе и его южной части [7, 101, 102, 108, 186 и др.].

Результаты исследований последнего двадцатилетия обобщены в XIX и XXXII томах «Геологии СССР», в ряде сводных работ по геологии советского сектора Тихоокеанского пояса, в тектонических картах СССР м-ба 1:2 500 000 (гл. редактор Т. Н. Спижарский, 1965) и Евразии м-ба 1:5 000 000 (гл. редактор А. Л. Яншин, 1965). Все это свидетельствует о том, что степень тектонической изученности южной части советского Дальнего Востока достаточно высока и обеспечивает возможность составления карт прогнозов.

В то же время до настоящего времени не решены следующие спорные вопросы, касающиеся строения и истории развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы:

1) одновременно применяются термины «Сихотэ-Алинская складчатая система» [159, 162, 196] и «Сихотэ-Алинская складчатая область» [80, 81, 144, 156, 157, 169];

2) недостаточно выяснен вопрос о самостоятельности Сихотэ-Алинской складчатой системы; наряду с широко распространенными представлениями о ее специфичности, особенно четко выраженными М. В. Муратовым [117], в последнее время вновь широкое распространение получили представления о тесной связи Сихотэ-Алинской системы с Амуру-Охотской системой и мезозойскими структурами Восточного Забайкалья [55, 153];

3) недостаточно выяснены границы Сихотэ-Алинской системы с Амуру-Охотской системой, с Хингано-Буреинским массивом и со структурами дна Японского моря и Татарского пролива;

4) не определены время и условия заложения Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы; точки зрения исследователей по этой проблеме разошлись в весьма широких пределах: по мнению Н. П. Васильковского [41] и ряда других геологов, геосинклинали Сихотэ-Алинской системы принадлежат к категории «первичных», т. е. возникших на коре океанического типа в протерозое или в начале палеозоя, а по мнению Ю. А. Ходака и Сунь-Шу Сихотэ-Алинская геосинклиналь заложилась в триасе на консолидированных структурах герцинид;

5) сохранилась определенная неясность в трактовке положения Сихотэ-Алинской складчатой системы в структуре Тихоокеанского пояса; по мнению большинства исследователей, она принадлежит внешней зоне названного пояса; в то же время нельзя не отметить существенных различий между Сихотэ-Алинской системой и складчатыми системами Верхоянско-Чукотской области, также принадлежащими к внешней зоне Тихоокеанского пояса;

6) некоторыми исследователями, в том числе В. Е. Хаиным, взята под сомнение принадлежность Сихотэ-Алинской складчатой системы к мезозойским складчатым системам.

Представляя, что решение перечисленных проблем существенно облегчит понимание закономерностей распределения месторождений полезных ископаемых и, таким образом, окажет положительное влияние на процесс планирования геологопоисковых работ, автор попытается, по мере возможностей, найти удовлетворительные ответы на поставленные вопросы.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ. ГРАНИЦЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Опираясь на представления и выводы А. З. Лазарева, С. А. Музылева, Н. А. Беляевского, Ю. А. Громова, П. Н. Кропоткина, Л. И. Красного, М. С. Нагибиной, М. Г. Золотова, А. И. Савченко, Е. Б. Бельтенева и других геологов, а также на результаты собственных исследований, автор рассматривает Сихотэ-Алинскую геосинклинальную складчатую систему как совокупность тектонических структур, связанных единством развития, единством времени заложения и замыкания. В ее пределах выделяются комплекс основания, главный геосинклинальный комплекс, орогенный (молассовый) комплекс и комплекс неотектонической активизации.

Характерными признаками геосинклинального комплекса Сихотэ-Алинской системы, принимаемыми во внимание при определении ее границ, являются присутствие в его составе морских терригенных отложений баррем-апт-альбского и сеноман-туронского возраста, венчающих его разрез, а также налегание верхнетриасовых вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений на подстилающие образования в осевых зонах синклинориев без перерывов и без сколько-нибудь существенной перестройки структурного плана.

Наряду с Сихотэ-Алинской складчатой системой в состав Дальневосточной области мезозойской складчатости входят (рис. 1) четыре краевых, или пограничных [72], массива: Хингано-Буреинский, Ханкайский, Тахтинский и Япономорский*.

ХИНГАНО-БУРЕИНСКИЙ МАССИВ

Хингано-Буреинский массив впервые выделен в качестве самостоятельного структурного элемента М. М. Тетяевым [180] под наименованием Селемджинского антиклинория. П. Н. Кропоткин [88] именовал его Хингано-Буреинским антиклинорием, Л. И. Красный [80] — Буреинским массивом, а М. С. Нагибина [121] — Хингано-Буреинским массивом. Почти все исследователи отмечают определяющее значение в структуре массива Хингано-Тастахской системы разломов. По мнению М. С. Нагибиной, эта система представляет собой границу между Буреинским антиклинорием и Хинганским синклинорием, а по мнению С. А. Музылева, Г. В. Ициксон и Б. И. Лови, — между западной и восточной частями массива. Учитывая, вслед за В. В. Онихимовским [132], что упомянутая система разломов представляет собой восточную границу распространения платформенного чехла Амура-Зейской плиты, автор считает, что наименование «Хингано-Буреинский массив» может относиться только к структуре, расположенной восточнее Хингано-Тастахской системы разломов. Здесь выделяются складчатое основание и чехол, в составе которого, в свою очередь, обособляются комплексы палеозойской, мезозойской и позднемезозойско-кайнозойской постконсолидационной тектоно-магматической активизации (рис. 2).

В составе **складчатого основания** обособляются нижнепротерозойский и синийско-нижнекембрийский структурные этажи. Первый сложен биотитовыми, биотит-роговообманковыми и двуслюдяными гнейсами,

* От срединных массивов, в понимании А. Л. Яншина [209], эти массивы отличаются тем, что с одной стороны граничат с древними платформами или с другими массивами.

амфиболитами, кристаллическими сланцами и кварцитами туловчихинской, дичунской и урильской свит и их аналогов (прил. 1), содержащими прослои и линзы мраморов и графитовых сланцев, сжатыми в сложные изоклинальные складки. Второй сложен в нижней части кристаллическими (хлорит-кварцевыми, графит-серидит-кварцевыми и т. д.) сланцами, мраморизованными и доломитизированными известняками; в средней части рассланцованными песчаниками, алевролитами и филлитовидными сланцами, доломитами, мраморизованными известняками и в верхней части кремнистыми, глинистыми и углистыми сланцами, железистыми кварцитами и мраморизованными известняками. Синийско-нижнекембрийские породы образуют систему сложных линейно вытянутых прямых и наклонных складок меридионального и северо-восточного простирания в южной и близширотного в северной части массива.

В состав этого же структурного этажа включаются крупные массивы порфириовидных биотитовых гранитов биджанского комплекса [70], а также, менее уверенно, массивы катаклазированных лейкократовых мусковитовых гранитов (помпеевский и бираканский комплексы, по Г. В. Ициксон и Б. И. Лови).

Структурно-формационный комплекс палеозойской сингеосинклинальной активизации разделяется на три структурных яруса.

Нижний ярус охватывает отложения ранне- и среднедевонского возраста, трансгрессивно и несогласно налегающие на протерозойские образования и представленные конгломератами, гравелитами, песчаниками кварцевыми, аркозовыми, полимиктовыми и известковистыми, которым подчинены алевролиты, аргиллиты, линзы известняков и отдельные тела основных эффузивов. Мощность толщи, не превышающая на Добринском хребте 850 м, возрастает в верховьях Урми до 2500 м [22] и уменьшается в бассейне Нилана илевой Буреи до 1600 м. На Добринском хребте и в Куро-Урмийском междуречье девонские отложения образуют складки брахиформного типа с размахом крыльев до 6 км и углами падения на крыльях 40—45°; в бассейне р. Нилан складки линейные. Общее простирание складок на юге — северо-северо-восточное, на севере — широтное.

Средний ярус, охватывающий каменноугольные, нижнепермские и частично верхнепермские образования, отделен от нижнего яруса перерывом в осадконакоплении, охватившим позднедевонскую эпоху, а местами, возможно, и турнейский век. Ярус сложен песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, кремнистыми породами и основными эффузивами; реже в его составе встречаются линзы известняков.

Охотской геосинклинальной складчатой системы: 6 — предполагаемый Нимелено-Тохареуский антиклинорий, 7 — то же, перекрытый мезозойскими отложениями Ульбанского прогиба, 8 — многоэпизодные образования Шавли-Аянского синклинория, 9 — эвгеосинклинальные образования Удско-Шантарского синклинория, 10 — то же, перекрытые мезозойскими отложениями; 11 — позднемезозойская первичная Восточно-Сахалинская геосинклинальная складчатая система (талассогеосинклиналь); 12—13 — позднемезозойская вторичная эвгеосинклинальная Сихотэ-Алинская складчатая система; 12 — антиклинорий, 13 — синклинорий (АУ — Амуро-Уссурийский, СА — Сихотэ-Алинский); 14 — мезозойские внегеосинклинальные прогибы (Уд — Удский, Тр — Торомский, Б — Бурейский, Г — Гуджикский); 15—18 — границы: 15 — платформенного чехла Амуро-Зейской плиты в позднем мезозое — кайнозое, 16 — внешней и внутренней зон Тихоокеанского пояса, 17 — древних платформ и геосинклинальных складчатых систем, 18 — крупных структур; 19 — глубинные разломы (ГС — Главный Сахалинский, СУ — Северо-Удский, ЮУ — Южно-Удский, ЮТ — Южно-Туруингрский, ТА — Туруингра-Амгунский, ХТ — Хингано-Тастахский, КБ — Куро-Бичинская система разломов, ЯА — Ярки-Аклинский, Ал — Алчанский, Д — Даубихинский, ВСА — Восточный Сихотэ-Алинский, М — Монеронский, АТ — Ассны-Тугурский, ОУ — Омоло-Усалгинский, ЦСА — Центральный Сихотэ-Алинский, ЮШ — Южно-Шантарский, АЭ — Амгуно-Эвурский, К — Куканский, У — Уликинский, П — Пауканский, Ам — Амурский, Кл — Култухинский, ЗСА — Западный Сихотэ-Алинский, Х — Хорский, Ко — Колумбинский, Пр — Прибрежный); 20 — поперечные тектонические зоны (УА — Удско-Амгунская, СТ — Селемджинско-Тумнинская, УБТ — Урмийско-Ботчинская, УБ — Улунга-Бичинская, Я — Якутинская).

Примечание: в подрисуночных подписях последующих рисунков расшифровываются только те разломы, которые не показаны на предыдущих рисунках

Общая мощность образований, входящих в состав яруса, достигает в бассейне Урми и Кура 8000 м. Севернее, в верховьях Горина и в междуречье Амгуни и Дуки, она может оказаться еще более высокой. Породы яруса принадлежат сингеосинклинальным кремнисто-терриген-

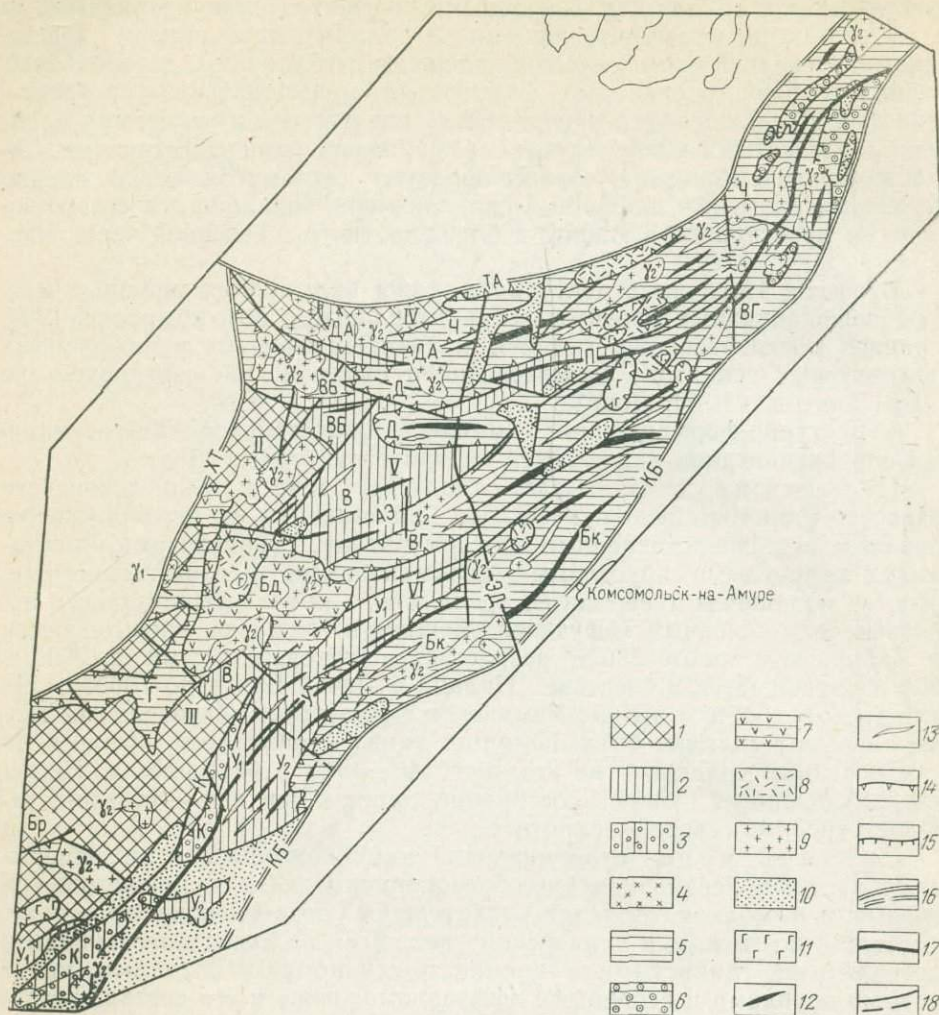


Рис. 2. Схема палеозойских и мезозойских структур Хингано-Бурейского массива.

1 — складчатое основание; 2—4 — структурно-формационный комплекс палеозойской активизации; 2 — нижний и средний структурные ярусы, 3 — верхний структурный ярус, 4 — позднепалеозойские интрузии; 5—7 — структурно-формационный комплекс мезозойской активизации; 5 — нижний и средний структурные ярусы, 6 — верхний структурный ярус (прогибы, выполненные молассами), 7 — то же (вулканарии); 8—11 — структурно-формационный комплекс позднемезозойско-кайнозойской синорогенной активизации; 8 — вулканарии нижнего структурного яруса, 9 — позднемезозойские границы; 10 — грабены верхнего структурного яруса, 11 — вулканарии верхнего яруса; 12 — оси антиклинальных складок; 13 — то же, синклинальных; 14 — границы структурно-формационных комплексов; 15 — границы структурных ярусов; 16 — разломы, ограничивающие структуры Хингано-Бурейского массива; 17 — разломы II порядка; 18 — то же, III порядка (ИК — Имско-Китканский, ЭД — Эльбано-Дукинский).

Синклиории: ДА — Дуссе-Алинский, ВБ — Верхне-Бурейский, В — Ванданский, У — Урмийский (У₁ — внешняя зона, У₂ — внутренняя зона), Ч — Чукчагирский, Д — Дукинский, Вг — Верхнегоринский, Бк — Бираканский, К — Куканский. Мегасинклинали: Г — Гуджикская, Бр — Бирская, Бд — Баджальский вулканарий. Выступы допалеозойского и домезозойского основания: I — Софийский, II — Тастахский, III — Селчугинский, IV — Кербинский, V — Борынджанский, VI — Курско-Горинский

ной и сероцветной терригенной формациям, трижды взаимно сменяющимися в разрезе. Характерны складки гребневидной и коробчатой формы, причем напряженность складчатости увеличивается вблизи Курского, Уликинского и других разломов [22] и ослабевает по мере удаления от них (рис. 3). По-видимому, крупные разломы контроли-

руют также насыщенность толщ эффузивами и кремнистыми породами. В междуречье Кукана и Кура складки линейно вытянутые; ядра антиклиналей обычно сложены каменноугольными отложениями, крылья и осевые зоны синклиналей — пермскими отложениями. Зеркало складчатости постепенно погружается на северо-восток. Ширина складок от 3 до 6 км; углы падения крыльев 50—60°, нередко до 80°. Общее простирание складок в Куро-Урмийском районе северо-северо-восточное, в верховьях Горина северо-восточное, а в бассейне Левого Буреи и Нилана — близширотное. В восточной части массива обособляются, как это показано на рис. 2, четыре синклинория, сложенные девонскими, каменноугольными и нижнепермскими образованиями (Дуссе-Алинский, Верхне-Буреинский, Ванданский и Урмийский), разделенные выступами складчатого основания. Длина синклинориев 125—250 км, ширина — от 50 до 75 км. Эта система синклинориев, обратившая на себя внимание Л. И. Красного и А. М. Смирнова [84], В. В. Бобылева [22] и М. В. Муратова [119], выделялась как зона поздних герцинид, расположенная между Хингано-Буреинским массивом и Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системой. Последующее изучение показало, что фор-

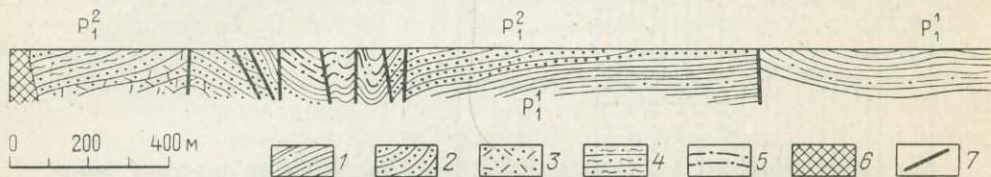


Рис. 3. Характер складчатости верхнепалеозойских отложений внешней зоны Урмийского прогиба (фрагмент разреза по левому борту р. Левый Улун, по В. В. Бобылеву и А. А. Успенскому).

1 — песчано-глинистая толща нижней перми (глинистые сланцы); 2—4 — терригенно-эффузивная толща нижней перми (2 — песчаники, 3 — туфы, 4 — кремнистые породы); 5 — пакки будинированных пород; 6 — интрузивные породы; 7 — разломы

мационный состав и мощность палеозойских образований, а также морфология складчатых структур испытывают существенные изменения как вкрест, так и по простиранию синклинориев. В зоне, прилегающей к Куро-Бичинской системе разломов, формационный состав отложений практически не отличается от формационного состава одновозрастных образований Амура-Уссурийского синклинория; в то же время в центриклиналях синклинориев кремнисто-терригенная формация сменяется по простиранию сероцветной терригенной. Отмечено также сокращение мощности толщ в юго-западном направлении и закономерное изменение ориентировки синклинориев: от западно-северо-западного, параллельного Тукурингра-Амгунскому разлому на севере, до северо-северо-восточного, параллельного Курскому разлому на юге. Все вышесказанное плохо согласуется с гипотезой о самостоятельной позднепалеозойской геосинклинальной системе.

Верхний ярус комплекса палеозойской активизации охватывает песчаники с пластами гравелитов, конгломератов и алевролитов и редкими прослоями ракушечков верхней перми, нижнего и среднего триаса (около 3600 м), распространенные в Куканском прогибе [22, 23], а также отдельные массивы верхнепалеозойских гранитоидов. Принадлежность терригенных образований к регрессивной параллической молассе, по-видимому, не вызывает сомнений (рис. 4). Породы смяты в крупные складки, вытянутые в северо-восточном направлении. Ширина складок 5—8 км, углы падения восточных крыльев от 20 до 50°, западных — до 70° (местами имеет место запрокидывание). Вблизи крупных разломов крылья складок осложнены дополнительной мелкой складчатостью. Складки рассечены разломами северо-восточного и северо-западного простираний. Продольные разломы представляют собой

сбросы и взбросы с амплитудой вертикального смещения, измеряющей сотнями метров; поперечные разломы — преимущественно сбросо-сдвиги.

Куканский прогиб представляет собой узкую (максимальная ширина около 50 км, обычно 15—20 км), но длинную (300 км на территории СССР) структуру, ограниченную с запада одноименным разломом. Прогиб имеет северо-восточное простирание, постепенно отклоняющееся к северо-северо-востоку. Его поперечный профиль детально изучен на хр. Чурки. Здесь обособляются две крупные синклинали шириной до 20 км, разделенные узкой антиклиналью. В мульдах синклиналей залегают среднетриасовые отложения, на крыльях — нижнетриасовые и верхнепермские. В северном направлении шарнир структуры воздыма-

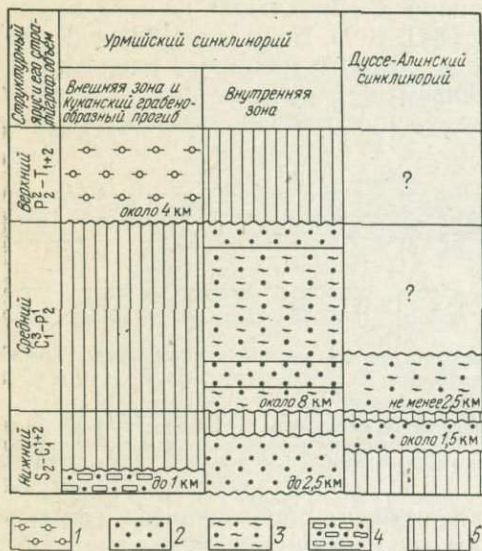


Рис. 4. Схема строения комплексов палеозойской сингеосинклинальной активизации Хинганно-Бурейнского массива.

1 — сингеосинклинальная параллельная моласса; 2 — сингеосинклинальная сероцветная терригенная надформация; 3 — сингеосинклинальная сероцветная кремнисто-терригенная формация; 4 — сингеосинклинальная сероцветная карбонатно-терригенная формация; 5 — перерыв в осадконакоплении

ется. В разрезах Уликинского хребта как синклинальные, так и антиклинальные структуры сложены верхнепермскими отложениями, триасовые же отсутствуют.

Верхнепалеозойские интрузивные образования представлены порфировидными амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами, плагиогранитами и гранодиоритами тырмо-бурейского (биробиджанского) комплекса, а также розовыми лейкократовыми биотитовыми гранитами харинского (по Г. В. Ициксон и Б. И. Лови) комплекса.

Структурно-формационный комплекс мезозойской сингеосинклинальной активизации также разделяется на три структурных яруса.

Нижний ярус охватывает связанные постепенными переходами осадочные отложения позднепермского, ранне- и среднеюрского возраста. Верхнетриасовые отложения в верховьях Урми представлены континентальными конгломератами и песчаниками (600—650 м), трансгрессивно налегающими на породы палеозоя и протерозоя и плащеобразно облекающими подстилающий рельеф. В верховьях Левого Буреи и в бассейне Амгуни и Дуки в основании верхнетриасовых отложений также залегают песчано-конгломератовая толща (50—170 м), сменяющаяся кверху толщей чередующихся между собой сероцветных песчаников и алевролитов (600—1000 м), смятых в относительно простые складки широтного простирания, постепенно погружающиеся к востоку. Наблюдается сходство в распространении, в характере изменений состава и мощности и в характере дислокаций между верхним триасом и девонем.

Нижне-среднеюрские отложения в юго-западной части массива состоят из разнообразных песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов (до 2000 м), местами угленосных, заключающих наряду с фауной пелеципод растительные остатки. В восточной и северо-восточной частях массива ниже- и среднеюрские отложения представлены мощной (до 4000 м) толщей чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, которым подчинены пласты и линзы конгломератов, линзы кремнистых пород, иногда покровы спилитов и диабазов, в совокупности образующих сингеосинклинальную сероцветную терригенную надформацию, в составе которой местами обособляется кремнисто-терригенная формация.

В основании среднего яруса на юго-западе верхнеюрские отложения представлены параллической молассой с пропластками угля (до 2000 м), налегающей с краевым несогласием на среднеюрские образования, в восточной и северо-восточной частях массива сероцветной терригенной надформацией (3000—3500 м), налегающей на подстилающие отложения, в общем, согласно.

Только в пределах конседиментационных антиклинальных структур, по сообщению Л. С. Буффа и В. Э. Хромовой, имеет место локальный размыв кровли среднеюрских отложений. Вблизи восточной границы массива в верхней части верхней юры обособляются вулканогенно-кремнистые образования.

Валанжинские отложения залегают на верхнеюрских в большинстве случаев регрессивно. На северо-востоке, в бассейне Амгуни и Джапи они начинаются толщей (до 1500 м) песчаников, которым подчинены прослои и линзы гравелитов, седиментационных брекчий, пласты и пачки алевролитов. Выше залегает толща (1200—1400 м) тонкого, зачастую ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Заканчивается разрез толщей (1000 м) алевролитов и глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников [5]. Общая мощность валанжинских отложений, представляющих флишвидную подформацию сероцветной терригенной формации, составляет 3700—3900 м. Юго-западнее, в бассейне Тырмы, к нижнему валанжину отнесена верхняя часть ургальской свиты конгломератов и песчаников, которым подчинены пласты каменного угля, линзы туфов и туффитов (450—1000 м), в совокупности соответствующая континентальной угленосной молассе. В целом по формационному составу и по характеру деформаций юрские и валанжинские отложения близки к отложениям карбона — ранней перми (рис. 4; 5).

Верхний ярус комплекса мезозойской активизации охватывает осадочные и вулканогенные образования баррем-альбского возраста. В бассейнах Бичи и Амгуни распространена толща (до 2000 м) алевролитов и песчаников с линзами гравелитов, седиментационных брекчий и туфогенных пород, налегающая с конгломератами в основании на породы валанжина: по составу и строению она соответствует параллической молассе. На юго-западе, в Хингано-Олонойской зоне и в Баджальском хребте описываемый структурно-формационный комплекс представлен вулканогенными образованиями андезит-дацит-липаритового состава (3000 м), чередующимися с континентальными молассами, отчасти угленосными.

Породы нижнего и среднего структурного яруса комплекса мезозойской активизации в западной части массива образуют брахиструктуры либо слабо сжатые складки линейного типа, в восточной и северо-восточной частях смяты в складки линейного типа; напряженность складчатости возрастает в северо-восточном и ослабевает в юго-западном направлении. Породы верхнего структурного яруса на юге массива принимают участие в строении крупных вулканариев, на северо-востоке дислоцированы совместно с образованиями нижних ярусов.

В юго-западной части массива породы нижнего и среднего структурных ярусов локализованы в Гуджикской и Бирской мегасинклиналях.

Гуджикская мегасинклиналь выполнена континентальными и прибрежно-морскими отложениями верхнего триаса и юры; в ней выделяются две симметричные синклиналильные складки шириной 20—22 км, разделенные антиклиналью северо-восточного простирания. Углы падения пород на их крыльях составляют 15—30°, мелкая складчатость отсутствует. Бирская мегасинклиналь выполнена юрскими континентальными молассами суммарной мощностью до 2000 м. Размеры ее приблизительно 20×20 км, падение крыльев пологое (10—30°). Север-

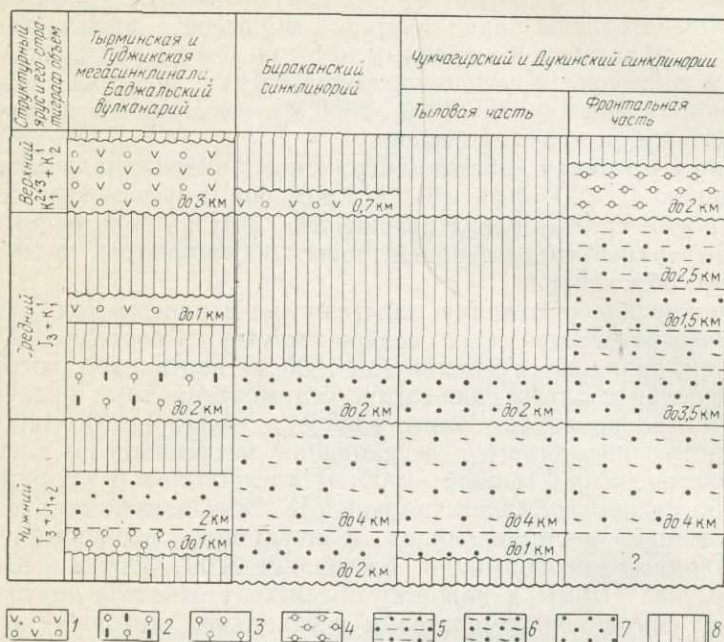


Рис. 5. Схема строения комплекса мезозойской сингеосинклиальной активизации Хингано-Бурейнского массива.

1 — андезитомолассовая надформация; 2 — сингеосинклиальная континентальная угленосная моласса; 3 — сингеосинклиальная континентальная моласса; 4 — сингеосинклиальная параллельная моласса; 5 — сингеосинклиальная сероцветная терригенная формация, флишеидная подформация; 6 — сингеосинклиальная сероцветная кремнисто-терригенная формация; 7 — сингеосинклиальная сероцветная терригенная надформация; 8 — перерыв в осадконакоплении

ная часть структуры срезана разрывным нарушением близширотного простирания.

В восточной и северо-восточной частях массива породы описываемого комплекса образуют систему синклинориев, ориентированных параллельно Тукурингра-Амгунскому и Куро-Бичинскому разломам. В состав системы входят Чукчагирский, Дукинский, Верхнегоринский и Бираканский синклинории.

Чукчагирский синклинорий (под наименованием Чукчагирской синклинали) выделен М. С. Нагибиной и Ю. П. Потаповым [126]. Длина его достигает 350 км при ширине 70—90 км. Роль северной и северо-западной границы синклинория выполняет Амгунская шовная антиклинальная зона; юго-восточная граница проводится по Пауканскому разлому [80]. Таким образом прогиб, из которого развился Чукчагирский синклинорий, в значительной части был наложен на палеозойский Дуссе-Алинский синклинорий. Центриклиналь расположена в пределах Керби-Ниланского междуречья; на северо-востоке синклинорий погружается под воды Охотского моря. В его северо-восточной части широко рас-

пространены флишоидные отложения валанжина, местами перекрытые баррем-альбскими молассами; западная часть сложена породами верхнего триаса, нижней и средней юры. Поперечный профиль синклинория седловидный: вдоль его оси располагается постепенно погружающаяся к северо-востоку система антиклинальных складок.

Дукинский, Верхнегоринский и Бираканский синклинории объединялись Л. И. Красным [80, 81, 83] в Горинский синклинорий. Выделение Дукинского синклинория обосновано С. А. Салуном [156], а Бираканского — В. В. Бобылевым [22].

Дукинский синклинорий, отделенный от Чукчагирского Пауканским выступом палеозойских пород, характеризуется широтным простиранием и широким распространением верхнетриасовых отложений, подстилающих породы юры. Длина его около 150 км, ширина от 30 до 40 км. Шарнир погружается к востоку. Северное крыло широкое, осложнено дополнительным перегибом, южное срезано разломом. Осевая зона намечена системой синклинальных складок (Верхне-Харпинская, Солонкийская, Ясино-Сонахская синклинали), выполненных нижеюр-

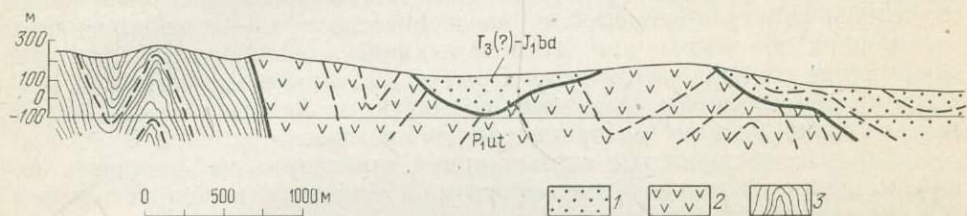


Рис. 6. Взаимоотношения триасово-юрских отложений Бираканского синклинория с палеозойскими отложениями внутренней зоны Урмийского синклинория в восточной части Охчинского хребта (по В. В. Бобылеву).

1 — верхнетриасовые (?), 2 — нижеюрские отложения (будюрская свита), 2-3 — нижепермские отложения (2 — утанакская свита, 3 — ярпская свита)

скими отложениями. Для всех складок характерны небольшая длина и крутое (50—80°) падение пород в крыльях; крылья осложнены многочисленными мелкими складочками, часто наблюдается запрокидывание слоев. На юге Дукинский синклинорий ограничен Борынджанским выступом палеозойских пород; на востоке, в междуречье Харпина и Харпичикана он сочленяется с Бираканским синклинорием. Структурный план Дукинского синклинория в известной степени унаследован от палеозойского Верхне-Буреинского синклинория.

Верхнегоринский синклинорий, сложенный отложениями всех трех отделов юры, наложен на структуры палеозойского Ванданского синклинория, протягивается на 150 км при ширине 50 км. С востока он ограничен Курско-Горинским, с запада — Борынджанским выступом. Простирание синклинория северо-восточное; в том же направлении происходит погружение шарнира.

Бираканский синклинорий, наследующий простирание Урмийского палеозойского синклинория и несогласно (рис. 6) наложенный на его структуры, имеет длину не менее 500 км при ширине 60—65 км; с востока он ограничен Курско-Бичинской системой глубинных разломов, с запада — Курско-Горинским выступом. Шарнир синклинория плавно погружается на северо-северо-восток. В строении синклинория принимают участие юрские сероцветные терригенные образования; в северной, наиболее погруженной, его части известны проявления флишоидной подформации. Ось синклинория на широте г. Комсомольска испытывает флексурообразный перегиб и смещается в восточном направлении, после чего вновь приобретает северо-северо-восточное простирание. Возникновение перегиба связано, по-видимому, с глубинным продолжением Курско-Горинского выступа. Поперечный профиль синклинория

корытообразный. Четко выделяются осевая зона, выполненная отложениями верхней юры, и западное крыло, в котором выступают породы средней и нижней юры. И осевая зона, и крыло осложнены многочисленными складками более высоких порядков. Восточное крыло, примыкающее к Курскому разлому, срезано последним.

Сопоставление синклиналиев палеозойской и мезозойской генераций свидетельствует, что они сформировались на консолидированном складчатом основании Хингано-Буреинского массива в непосредственной близости от границы с развивающимися Амуро-Охотской и Амуро-Уссурийской геосинклиналями и подчиняются простиранию глубинных разломов, ограничивающих массив с севера и с востока. Кроме того, мезозойские структуры наследуют структурный план палеозойского комплекса; между Чукчагирским и Бираканским синклиналиями, с одной стороны, и Дукинским и Верхнегоринским — с другой, отмечаются различия, подобные описанному для палеозойских синклиналиев и обусловленные положением структур относительно Тукурингра-Амгунского и Куро-Бичинского разломов. Заложение палеозойских и мезозойских прогибов совпадает во времени со стадиями интенсивного погружения сопредельных геосинклиналей, а замыкание прогибов — с проявлениями восходящих движений; при этом замыкание прогибов обуславливает оформление их складчатой структуры, но не сопровождается, как правило, ни образованием глыбовых поднятий, ни внедрением гранитоидных интрузий, ни другими проявлениями орогенеза.

Для рассматриваемых синклиналиев характерна изменчивость фаций, мощности и морфологии деформаций всех перечисленных элементов вкrest простирания и по простиранию. Если в их восточных частях формационный состав и мощность отложений, линейный характер и напряженность складок практически не отличаются от наблюдаемых в пределах геосинклиналей, то в тыловых, центриклинальных частях антиклиналиев все перечисленные элементы гораздо более близки к внегеосинклинальным структурам.

По всему комплексу признаков Бираканский, Верхнегоринский, Дукинский, Чукчагирский, Урмийский, Ванданский, Верхне-Буреинский и Дуссе-Алинский синклиналии представляют собой пригеосинклинальные прогибы [110, 207] и вместе с разделяющими их выступами допалеозойского или домезозойского основания образуют фланговую зону затухания [141] Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы.

Баджалский вулканарий является наиболее крупной структурой, сложенной породами верхнего структурного яруса. Выделенный Л. И. Красным [80], этот вулканарий своей восточной частью наложен на палеозойские пригеосинклинальные структуры, а западной — на породы складчатого основания. В плане он имеет неправильную, близкую к изометричной, форму с поперечником порядка 70 км. Картированием установлено пологое (10—25, реже до 35°) падение пород от периферических частей структуры к ее центру; такие же или несколько большие углы падения устанавливаются для крыльев частных структур, осложняющих вулканарий. Последний пересекается Куканским разломом и некоторыми ответвляющимися от него разломами, к которым обычно приурочены небольшие интрузивные тела гранитоидного состава и экстрезивные образования.

Структурно-формационный комплекс позднемезозойско-кайнозойской синорогенной активизации представлен двумя структурными ярусами. Нижний ярус охватывает слабодислоцированные пресноводно-континентальные туфогенно-осадочные породы олонойской свиты (300—320 м) и перекрывающие их липариты богучанской свиты (280—300 м), завершающие разрез вулканогенно-осадочных образований Хингано-Олонойского вулканария, а также плагиолипариты, их туфы и туфолавы (500—800 м), завершающие разрез вулканогенных образований.

Баджальского вулканария. В структурном отношении все перечисленные толщи тесно связаны с подстилающими образованиями верхнего яруса комплекса мезозойской активизации. В состав описываемого яруса следует также включать толщу (до 500 м) верхнемеловых андезитов, андезито-дацитов и их туфов, образующую Верхне-Эвурский вулканарий на правобережье Амгуни. Важным составным элементом этого структурного яруса являются многочисленные интрузивные тела диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов и гранит-порфиров позднемелового возраста (эзопские гранитоиды и др.); размеры и форма интрузивных тел изменяются в широких пределах.

К верхнему ярусу отнесены столь же слабо дислоцированные палеогеновые и миоценовые пресноводно-континентальные терригенные отложения и андезито-базальты, выполняющие систему грабенов, протягивающуюся от долины Амура к среднему течению Амгуни. Описание этих структур и выполняющих их отложений приведено ниже.

Хингано-Буреинский массив отделен от Туранского выступа Амуро-Зейской плиты Хингано-Тастахской системой разломов, от Амуро-Охотской складчатой системы Южно-Тукурингским и Тукурингра-Амгунским разломами, а от Сихотэ-Алинской складчатой системы — Куро-Бичинской системой разломов.

Южно-Тукурингский разлом представляет собой южную ветвь Южно-Янканского разлома [121]. Морфологически он представлен мощной (до 30 км, местами более) зоной дробления, расщепления и милонитизации пород, нередко вмещающей интрузивные тела различного состава. Общее простирание разлома постепенно изменяется с северо-западного (почти близширотного) на северо-восточное. В верховьях Селемджи наблюдается разветвление разлома, причем северная его ветвь (Тукурингра-Амгунский разлом) изменяет простирание с северо-западного на северо-восточное, а южная (Селемджинско-Тумнинская поперечная тектоническая зона), сохраняя северо-западное простирание, пересекает Хингано-Буреинский массив, структуры Сихотэ-Алинской системы и Япономорский массив (в пределах Южного Сахалина).

Тукурингра-Амгунский разлом на поверхности выражен Амгунской шовной антиклинальной зоной, представляющей систему узких асимметричных антиклиналей, сопровождаемых многочисленными сбросами и взбросами. Породы в пределах этой системы расщеплены; ширина ее в среднем течении р. Керби достигает 20—30 км, в районе устья р. Сомня уменьшается до 15—20 км, а в бассейне р. Джаппи до 5 км; такое сужение, по-видимому, обусловлено погружением мезозойского фундамента и соответствующим увеличением мощности мезозойского чехла.

Куро-Бичинская система, состоящая из Курского и Бичи-Амурского разломов, прослеживается в северо-восточном направлении на протяжении около 1000 км — от р. Сунгари на территории КНР до побережья Охотского моря. Выделив в 1963 г. Курский разлом в нижнем течении р. Кур, где он фиксируется главным образом по резкому различию формаций и структур палеозойских и мезозойских отложений, слагающих Поликанский и Охчинский хребты (к западу от разлома) и Ванданский хребет (к востоку от него), мы предполагали, что он протягивается далее на северо-восток через верхнее течение р. Кур к юго-восточному побережью оз. Чукчагирского [156, 164]. Как показали последующие исследования, Курский разлом действительно имеет северо-восточное простирание, но более отклоняется к востоку, чем это предполагалось. От устья р. Биракан он под покровом рыхлых кайнозойских отложений протягивается вдоль подножия хребта Джаки-Унахта-Якбыяна. К северу от Комсомольска-на-Амуре о наличии крупного разрывного нарушения можно судить по исключительно выдержанной, практически прямолинейной границе между юрскими и валанжинскими

отложениями, а также по насыщенности разреза юрских отложений вулканогенными и главным образом кремнистыми породами. В то же время отсутствие морфологически выраженного дизъюнктивного нарушения на поверхности свидетельствует о том, что глубинный разлом на этом интервале выражен флексуообразным перегибом.

Бичи-Амурский разлом [197], ограничивающий с запада северную часть Амуро-Уссурийского синклинория, представляет собой широкую (до 15—20 км) зону смятия и рассланцевания пород, вмещающую изолированные блоки вулканогенно-кремнистых образований юрского или более древнего возраста, а также ряд удлиненных интрузивных тел (Бичинский, Покровско-Троицкий и другие массивы верхнемеловых гранитоидов). Подобно Курскому, Бичи-Амурский разлом также контролирует кайнозойские грабены: Амуро-Амгунский и Орельский. Общее северо-восточное простирание разлома на небольшом участке (между устьем р. Амгунь и оз. Орель) сменяется меридиональным, а затем — вновь северо-восточным. Этот изгиб находит отражение в соответ-

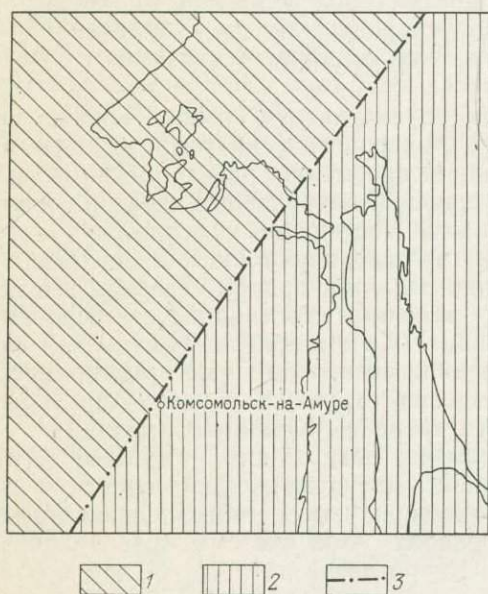


Рис. 7. Положение границы между главнейшими областями распространения меловых отложений в южной части Дальнего Востока (по В. Н. Верещагину, 1966 г.).

1 — западно-северо-западная (внешняя) область; 2 — восточно-юго-восточная (внутренняя) область; 3 — граница внешней и внутренней областей

ствующем изменении простирания Ульбанского и Чукчагирского синклинориев.

На всем своем протяжении Куро-Бичинская система разломов представляет собой западную границу распространения морских отложений позднемелового возраста, что неоднократно отмечалось В. Н. Верещагиным [44 и др.] (рис. 7).

Возражения против проведения границы между Хингано-Буреинским массивом и Сихотэ-Алинской системой по Куро-Бичинской системе разломов, выдвигавшиеся А. И. Савченко [153], Ю. А. Ивановым [68] и некоторыми другими геологами, основываются на сходстве состава, мощности и формационной принадлежности средне- и верхнекарбоновых, нижнепермских, средне- и верхнеюрских и валанжинских отложений, распространенных в восточной части Хингано-Буреинского массива, с одновозрастными отложениями Амуро-Уссурийского синклинория, представляющего собой составную часть Сихотэ-Алинской системы. Обращают также внимание на близкое сходство и одинаковое простирание тектонических структур внутренней зоны Урмийского и Бираканского синклинориев, с одной стороны, и структур западной (Хехциро-Чаятынской) зоны Амуро-Уссурийского синклинория — с другой.

Не оспаривая эти аргументы, в основе которых лежат охарактеризованные выше особенности строения фронтальных частей пригеосинклинальных прогибов, мы полагаем, что нельзя не принимать во внимание и такие факты, как отсутствие к западу от Куро-Бичинской системы разломов морских геосинклинальных отложений верхней части верхней перми, верхней части нижнего и нижней части верхнего мела, широко распространенных в пределах всех структурных зон Сихотэ-Алинской системы и представленных, за редкими исключениями, типичными геосинклинальными формациями. Нельзя не видеть что к западу от предлагаемой нами границы верхний триас представлен сероцветными терригенными отложениями и молассаами, а к востоку — прекрасно выраженной геосинклинальной вулканогенно-кремнистой терригенной формацией. Что касается вулканогенно-кремнисто-терригенных и сероцветных терригенных образований карбона, нижней перми, средней и верхней юры и валанжина, распространенных в восточной части Хинганно-Буреинского массива, то они являются не геосинклинальными, а сингеосинклинальными, сформировавшимися в пограничной части массива в то время, когда она под воздействием погружения сопредельных геосинклиналей сама вовлекалась в погружение. И, наконец, на любой современной геологической и тектонической карте отчетливо видно глубокое различие между сохраняющимися на всем своем протяжении северо-восточное простирание структурами Сихотэ-Алинской системы и веерообразной системой пригеосинклинальных прогибов, простирание которых меняется от широтного вблизи Тукурингра-Амгунского разлома до северо-восточного — вблизи разломов Куро-Бичинской системы.

Из вышесказанного следует, что Курский и Бичи-Амурский разломы, выполняя функцию границы между Хинганно-Буреинским массивом и Сихотэ-Алинской геосинклинальной системой, активно проявлялись в эпохи преобладающих поднятий и менее активно — в эпохи преобладающих опусканий.

ХАНКАЙСКИЙ МАССИВ

Ханкайский массив (по Ю. Я. Громову — Уссури-Ханкайский), выделенный П. Н. Кропоткиным [88] и обстоятельно изученный Ю. Я. Громовым [58], занимает значительную территорию в Приханкайской низменности и в долине р. Уссури, имея в плане форму вытянутого в северо-восточном направлении треугольника. С востока и с запада массив ограничен глубинными разломами. Юго-западная его часть выходит за пределы территории СССР. По мнению П. Н. Кропоткина [88], Н. А. Беляевского [12], Ю. Я. Громова [58], А. М. Смирнова [169], В. В. Бобылева и В. О. Соловьева [25], Ханкайский массив обладает складчатым основанием, представляющим собой обломок древнего (байкальского?) складчатого сооружения, и несогласно налегающим на это основание чехлом. Эта точка зрения подтверждается резко дизъюнктивным характером ограничений массива, несопадением простирания структур складчатого основания с генеральным простиранием массива, наличием четко выраженного перерыва и несогласия в основании чехла и т. д. [58].

В последние годы Г. С. Гнибеденко [56], И. И. Берснев, Ю. Н. Олейник и Ю. С. Липкин [53], Ю. С. Липкин и М. И. Липкина [99] выдвинули иную точку зрения, сводящуюся к тому, что Ханкайский массив не является массивом в строгом смысле этого слова, а представляет собой древнее геоантиклинальное сооружение («ядро роста»), ориентированное в полном соответствии с остальными структурами Сихотэ-Алинской складчатой системы.

Если справедлива первая точка зрения, Ханкайский массив не должен включаться в состав Сихотэ-Алинской системы; если справедлива вторая точка зрения, — Ханкайский массив представляет собой составную часть Сихотэ-Алинской системы. Таким образом, определение южных границ системы в значительной мере зависит от исхода дискуссии о природе Ханкайского массива.

Анализ имеющихся материалов свидетельствует, что в пределах Ханкайского массива могут быть выделены **складчатое основание и чехол**, в составе которого различаются комплексы палеозойской, мезозойской и позднемезозойско-кайнозойской активизации. В составе складчатого основания мы различаем три структурных этажа: нижнепротерозойский, верхнепротерозойско-нижнекембрийский и нижнепалеозойский.

Нижнепротерозойский структурный этаж сложен биотитовыми, биотит-амфиболовыми и гранат-кордиерит-силлиманитовыми гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами и мраморами (прилож. 1), которым подчинены тела ортоамфиболитов и разгнейсованных гранитов. Все перечисленные образования неоднократно деформировались, так что восстановить их первоначальную структуру в настоящее время в условиях плохой обнаженности едва ли возможно.

Верхнепротерозойско-нижнекембрийский структурный этаж охватывает верхнепротерозойские (синийские) и связанные с ними единым структурным планом и постепенным переходом нижнекембрийские образования. Верхний протерозой (до 7000—7500 м) представлен серицитовыми, серицит-хлоритовыми, графитисто-серицитовыми и серицит-гематитовыми сланцами, кварцитовидными песчаниками и железистыми кварцитами, известняками, доломитами, мраморами и кремнистыми породами. Среди нижнекембрийских отложений (2000—6500 м) преобладают известняки, кремнистые породы, сланцы мергелистые и глинистые; в нижней части разреза им подчинены железистые кварциты, марганцевые руды и доломиты, а в верхней — песчаники и гравелиты. Синийско-нижнекембрийские отложения собраны в линейные складки преимущественно северо-западного простирания, наклоненные на юго-запад (северная часть массива) или на северо-восток (южная часть массива). Наиболее сложно дислоцированы синийские сланцевые толщи в южной части массива.

Получившие в последние годы распространение представления о наличии постепенного перехода между нижнепротерозойскими гнейсами и зелеными сланцами верхнего протерозоя, по нашему мнению, не находят убедительных подтверждений.

Нижнепалеозойский структурный этаж, соответствующий верхнему структурному ярусу складчатого основания в понимании Ю. Я. Громова, охватывает отложения средне- и верхнекембрийского и, возможно, ордовикского возраста, представленные конгломератами, гравелитами, конгломератобрекчиями и пестро окрашенными разнозернистыми полимиктовыми песчаниками (800—850 м), с перерывом и угловым несогласием налегающими на подстилающие образования. По-видимому, в его состав следует включать также фанзовую и снегуровскую толщи, первая из которых (2200 м) сложена зелеными, сургучно-красными и фиолетовыми слюдистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, конгломератами, андезитовыми порфиритами и их туфами, а вторая (3500—4000 м) — кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, содержащими прослой гравелитов и пачки окремнелых алевролитов [53, с. 100]. По данным Ю. Я. Громова [58] и А. М. Смирнова [169] для нижнепалеозойских моласс характерны сравнительно пологие симметричные складки северо-западного простирания с углами падения на крыльях не более 25—40°, в наиболее напряженных участках структуры 60—70°; длина складок от 5—8 до 20—25 км, ширина от 2 до 6—7 км.

Структурно-формационный комплекс палеозойской сингеосинклинальной и синорогенной активизации расчленяется на три структурных яруса.

Нижний ярус охватывает осадочные и вулканогенные образования силурийского возраста, представленные в северной части массива тамгинской серией, а в юго-западной—кордонкинской свитой. Тамгинская серия (около 4500 м) состоит из кварцитовидных известковистых и полимиктовых песчаников с прослоями графитистых песчаников, филлитов, известняков и порфировых туфов. В средней и верхней частях ее Ю. Н. Олейником собраны остатки древних плауновидных, представленные, по заключению В. А. Красилова, формами, известными в силурийских отложениях. Отнесение нижней толщи к ордовика, верхнему и среднему кембрию [53, с. 514] неправомерно и не подтверждается фактическим материалом. Представляется совершенно необоснованным и предположение о согласном налегании кварцитовидных песчаников тамгинской серии на карбонатные породы нижнего кембрия [56, 99], служащее главным аргументом против отделения описываемого структурного яруса от складчатого основания. По своему составу тамгинская свита может быть отнесена к сингеосинклинальной карбонатно-терригенной формации. Кордонкинская свита (3500—3600 м) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми породами, основными эффузивами и туфами. Возраст ископаемых органических остатков, собранных в основании песчано-глинистой толщи, определен как силурийский. Не исключено, что верхняя часть свиты может принадлежать уже девонской системе. По своему составу кордонкинская свита близка к сингеосинклинальным сероцветным кремнисто-терригенным формациям карбона и нижней перми Хингано-Бурейнского массива.

Породы нижнего яруса смяты в сравнительно пологие складки. Сложенная породами кордонкинской свиты синклинальная структура близмеридионального простирания имеет длину около 30 км, ширину от 5 до 15 км; падение пластов в восточном крыле от 30 до 70°. Породы тамгинской серии образуют систему простых складок с углами падения крыльев 30—35°; наиболее сложные дислокации приурочены к ядрам синклинальных складок.

Средний ярус охватывает отложения нижней перми и нижнего подотдела верхней перми (до 10 тыс. м), широко распространенные в восточной, южной и юго-западной частях массива, где они с глубоким размывом налегают на более древние образования. Для них характерно сочетание незакономерно переслаивающихся песчаников, алевролитов и конгломератов с эффузивами и туфами различного состава, туфогенными песчаниками и алевролитами, обычное для андезито-молассовых формаций. Состав эффузивов и туфов закономерно изменяется по разрезу: в основании и кровле преобладают андезитовые порфириты и их туфы, в средней части кварцевые порфиры и их туфы.

Верхний ярус представлен карбонатно-терригенными молассами верхнего подотдела верхней перми, нижнего и среднего (?) триаса (1600—1800 м), выполняющими Даубихинский прогиб [53] и отделенные от подстилающих отложений перерывом в осадконакоплении; перерывы установлены также в основании людянзинского яруса верхней перми и в основании нижнего триаса.

В Даубихинском прогибе породы среднего и верхнего структурных ярусов образуют широкие и пологие складки, приближающиеся к грабен-синклиналям и горст-антиклиналям. Углы падения пород в грабен-синклиналях обычно равны 20—25° [99]. К горст-антиклиналям приурочены тела позднепалеозойских гранитоидов. В остальных частях массива верхнепермские образования локализируются в пределах вулканотектонических структур.

В состав комплекса палеозойской синорогенной активизации включены также интрузивные образования средне- и позднепалеозойского возраста. Первые представлены небольшими телами габбро-диоритов, диоритов, монцонитов (первая фаза внедрения), крупными телами крупнозернистых биотитовых гранитов (вторая фаза внедрения), мелкими телами среднезернистых и порфиоровидных биотитовых гранитов, аляскитовых и турмалинсодержащих гранитов (третья фаза внедрения). Гранитоиды второй фазы известны как гродековские и شماковские, а третьей фазы как вознесенские. Верхнепалеозойские интрузии, распространенные в южной части массива и в пределах Даубихинского прогиба, представлены небольшими массивами габбро, диоритов, гранодиоритов, биотитовых гранитов, гранит-порфиров и граносениитов, комагматичных эффузивам андезит-молассовых серий.

В составе **структурно-формационного комплекса мезозойской активизации** выделяются два структурных яруса — нижний и верхний.

Нижний ярус охватывает отложения поздне триасового, ранне- и среднеюрского возраста, распространенные в основном в Даубихинском и Алчанском прогибах и в южной части массива (Суйфунская мегасинклиналь). Верхнетриасовые отложения представлены полимиктовыми песчаниками морского и прибрежно-морского генезиса, которым подчинены пласты и пачки алевролитов, аргиллитов, конгломератов и гравелитов, а на юге также пласты каменного угля. Мощность верхнетриасовых отложений в Даубихинском прогибе 1300—1600 м (в южной части 1600—2500 м), в Алчанском 450—500 м. Нижне- и среднеюрские отложения (до 1300 м), представленные песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, конгломератами, туфо-конгломератами, распространены в южной части Даубихинского прогиба, где они с разрывом налегают на породы верхнего триаса. Повсеместно триасово-юрские отложения образуют широкие и пологие складки линейного типа или брахиструктуры.

В состав верхнего яруса включены образования баррем-аптальбского и сеноманского (в Алчанском прогибе сеноман-туронского) возраста, распространенные в тех же зонах, что и породы нижнего яруса, и повсеместно налегающие на подстилающие образования с разрывом. Нижнемеловые отложения в Даубихинском прогибе представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими пластами угля (500—650 м). В Алчанском прогибе мощность баррем-альбских угленосных моласс возрастает до 2000 м, причем наряду с терригенными образованиями появляются андезитовые порфириды и их туфы. Сеноманские отложения, налегающие на подстилающие образования с небольшим разрывом, в Даубихинском прогибе представлены песчаниками (в том числе туфогенными), алевролитами, гравелитами, конгломератами и туфами среднего состава мощностью от 800 до 2650 м. В Алчанском прогибе разрез верхнего мела начинается чередованием алевролитов и песчаников с эффузивами и туфами среднего и кислого состава (до 1400 м), на которые налегает 400-метровая толща терригенного состава. Таким образом, в составе описываемого структурно-формационного комплекса преобладают формации из группы андезит-молассовых. Для всех зон характерны широкие и пологие брахиформные структуры.

Структурно-формационный комплекс поздне мезозойской-кайнозойской синорогенной активизации также состоит из двух структурных ярусов. Нижний ярус представлен чередующимися между собой андезитовыми порфиритами, андезитами, дацитами, кварцевыми порфирами, туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, которым подчинены пачки конгломератов, песчаников и алевролитов, местами заключающие пласты угля. В чередовании вулканогенных образований наблюдается закономерная смена пород среднего состава породами кис-

лого состава вверх по разрезу, повторяющаяся дважды. Породы залегают горизонтально или слабонаклонно, с частыми внутриформационными размывами. Мощность комплекса, в целом представляющего один из типичных примеров андезит-дацит-липаритовой (порфировой) надформации, составляет в Даубихинском прогибе до 3100 м, в Алчанском прогибе до 1600 м. Составной частью нижнего структурного яруса являются интрузивные тела кварцевых диоритов, диоритов, гранодиоритов и гранитов преимущественно сенонского возраста (тагбинский интрузивный комплекс), локализующиеся главным образом в зоне Западного Сихотэ-Алинского разлома, вдоль западной границы Даубихинского прогиба.

Верхний ярус охватывает кайнозойские континентальные молассы (нередко угленосные) мощностью до 1000 м, выполняющие многочисленные впадины тектонического происхождения, а также ассоциирующие с ними покровы и пачки андезито-базальтов. Характеристика этого комплекса приведена выше.

Исходя из вышеизложенного, мы полагаем, что *Ханкайский массив, представляя собой часть области мезозойской складчатости, не должен включаться в состав Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы. Его западная граница проводится нами по Алчанскому, а восточная — по Даубихинскому (а не по Западному Сихотэ-Алинскому, как это делает И. И. Берснев) разломам.*

Алчанский разлом, выделенный в 1955 г. К. М. Худолеем, отделяет Ханкайский массив от Амуро-Уссурийского синклинория. Протяженность разлома 300—350 км. От пос. Княжевское до долины р. Алчан разлом прослежен в виде зоны дробления шириной 2—5 км, к которой приурочены поля позднемеловых и кайнозойских эффузивов, а также Нижне-Бикинская и Алчанская кайнозойские грабен-синклинали. В магнитном поле разлом выражен узкой полосой аномалий со средними положительными значениями. Гравитационное поле к северо-западу от разлома отрицательное, к юго-востоку от него — слабо положительное. В междуречье Матая и Катэна Алчанский разлом причленяется к Даубихинскому.

Даубихинский разлом [35] на значительном протяжении (от верховьев р. Арсеньевки до Катэно-Матайского междуречья) отделяет Ханкайский массив от Сихотэ-Алинского антиклинория; далее к северо-востоку, между долинами Хора и Гура он образует границу между Сихотэ-Алинским антиклинорием и Амуро-Уссурийским синклинорием. Таким образом, общая протяженность разлома достигает 500—600 км. По данным А. И. Бурдэ, Л. А. Неволлина и В. О. Соловьева, разлом представляет собой крутой (65—75°) взбросо-надвиг, причем его западное крыло оказалось перемещенным к югу и опущенным на глубину. Амплитуда вертикального смещения составляет не менее 1000 м [35]. Мощность зоны дробления, расланцевания и милонитизации, сопровождающей разлом, достигает 1000 м. К ней приурочены дайки диорит-порфиритов, небольшие массивы габброидов, мелкие трещинные интрузии перидотитов и пироксенитов, а также грабен-синклинальные структуры, выполненные палеоген-миоценовыми молассами.

ТАХТИНСКИЙ МАССИВ

Тахтинский массив, выделенный автором [161, 162], имеет в плане форму неправильного сферического треугольника. Северная и восточная его части перекрыты водами Сахалинского залива (рис. 8). Складчатое основание массива и комплекс палеозойской активизации на поверхности не обнажены; о наличии складчатого основания свидетель-

стует четко выраженное расхождение простираний нижнемеловых структур Верхнегоринского и Чукчагирского синклинориев и верхнемеловых структур Амуро-Уссурийского синклинория. И те, и другие на участке от верховьев Лимури до среднего течения Бичи ориентированы в направлении СВ 40°; в пределах хр. Пуэр простирание верхне-

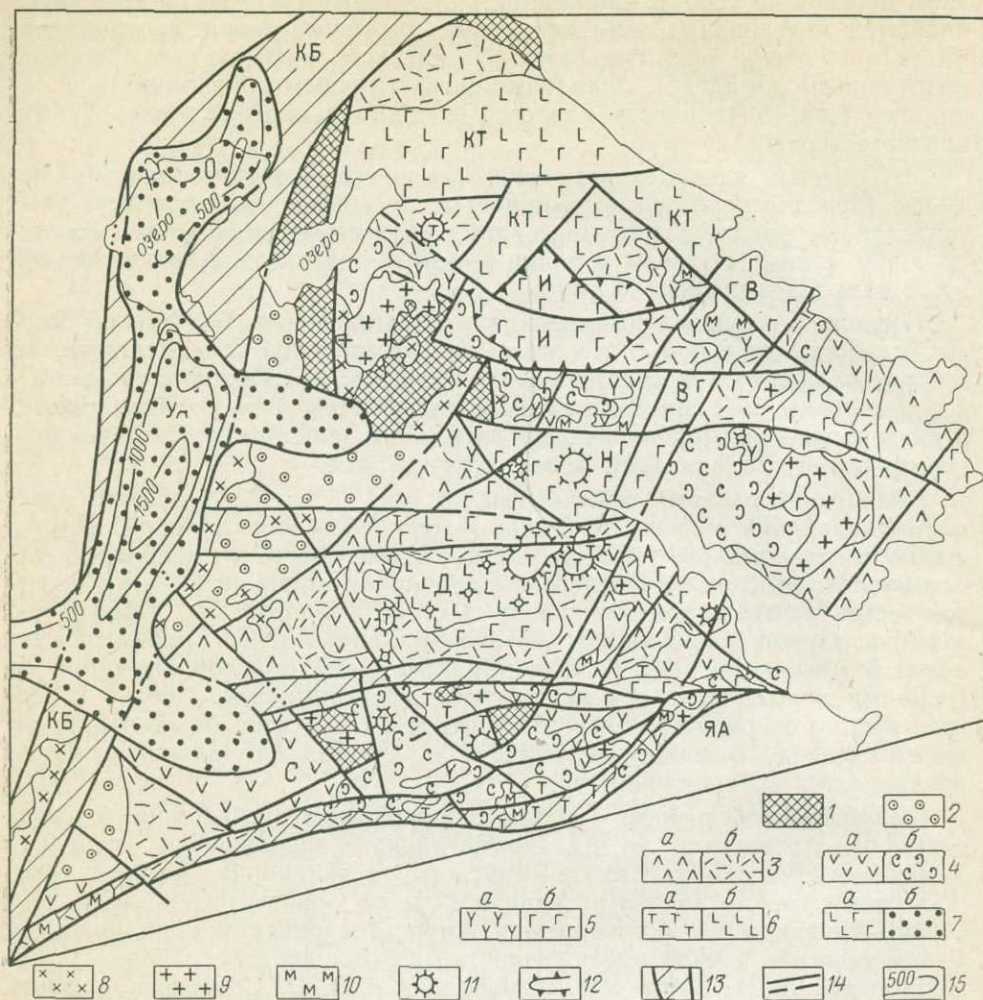


Рис. 8. Схема тектоники юго-западной части Тахтинского массива.

1 — комплекс мезозойской сингеосинклинальной активизации; 2 — молассовый комплекс Тырско-Какорминского окраинного прогиба; 3—7 — структурно-формационные комплексы Усть-Амурского вулканария; 3 — первый структурный ярус (а — дацит-андезитовая формация, б — дацит-липаритовая), 4 — второй структурный ярус (а — дацит-андезитовая формация, б — дацит-липаритовая), 5 — третий структурный ярус (а — липарит-дацитовая формация, б — андезит-базальтовая), 6 — четвертый структурный ярус (а — липарит-трахилипаритовая формация, б — андезит-базальтовая), 7 — третий и четвертый структурные ярусы нерасчлененные (а — вулканиты, б — континентальная моласса); 8—10 — интрузивные комплексы: 8 — нижнеамурский, 9 — южно-охотский, 10 — прибрежный; 11 — экструзивные купола; 12 — границы кальдерообразных депрессий; 13 — глубинные разломы; 14 — прочие разломы; 15 — мощность (м) эоцен-миоценовых моласс.

Вулканарии: КТ — Коль-Тывлинский, С — Сусанинский. Кальдерообразные депрессии: И — Искинская, Д — Денисовская. Грабены: Н — Николаевский, В — Власьевский, А — Астрахановский, УА — Усть-Амгунский, О — Орельский

меловых структур Амуро-Уссурийского синклинория изменяется до СВ 60°, а затем до близширотного; одновременно нижнемеловые структуры Верхнегоринского и Чукчагирского синклинориев изменяют свое простирание на близмеридиональное. Подобное расхождение структур не может быть объяснено иначе, чем существованием крупной глыбы, способной контролировать простирание структур в сопредельных син-

клинориях. Косвенными доказательствами значительной мощности складчатого основания являются относительно широкое распространение щелочных разностей в составе кайнозойской липарит-базальтовой серии, а также максимум гравитационного поля, отмеченный еще в 1958 г. А. В. Соловьевым [174]. Поскольку Тахтинский массив граничит с Хингано-Буреинским, естественно предположить, что складчатое основание первого в основных чертах сходно со складчатым основанием второго. В основании чехла, по нашему мнению, могли сохраниться элементы комплекса палеозойской активизации, сходного по составу и строению с образованиями долдаганской серии Западного Сахалина [54, с. 46].

Комплекс мезозойской активизации охватывает отложения верхнего триаса, юры и мела. Кремнисто-глинистые породы поздне триасового возраста слагают тектонические блоки в бассейнах рек Акша и Иски. Толща (до 4000 м) сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов юрского возраста распространена, по-видимому, на всей территории массива. В западной его части, непосредственно гранича с Бичи-Амурским разломом, обособляется Тырско-Какорминский окраинный прогиб, выполненный альб-сеноманскими песчаниками (3000—3500 м), которым подчинены линзы, пласты и пачки конгломератов, гравелитов и алевролитов; на подстилающие юрские отложения они налегают резко трансгрессивно, без признаков унаследования предшествующего структурного плана. Внутри молассовой толщи установлено трансгрессивное залегание сеноманских отложений как на альбских, так и на более древних образованиях.

Складки, распространенные в юрских отложениях, близки к линейным. В пределах Тырско-Какорминского прогиба господствует моноклиальное, сравнительно пологое (от 10—15 до 30—40°) падение слоев в западном и юго-западном направлениях. Только в узкой зоне, примыкающей к Бичи-Амурскому разлому, спокойное залегание пород нарушено крутыми складками. К этой же зоне приурочены массивы гранитоидов поздне мелового и раннепалеогенового возраста (массивы Новотроицкий, Гырманский и др.).

Особое место в структуре Тахтинского массива занимают вулканы Усть-Амурского мегавулканария, входящего в состав Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, разделяющиеся на два структурных подэтажа. В составе **нижнего подэтажа** выделяются нижний структурный ярус, охватывающий вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования сантон-кампанского возраста, представленные вулканидами андезит-дацит-липаритового состава, и комагматичные им габбро-диориты, гранодиориты и биотитовые граниты нижне-амурского интрузивного комплекса, и верхний, к которому отнесены андезиты, андезито-дациты, липарито-дациты, липариты и разнообразные туфы маастрихт-датского возраста, а также монцониты, гранодиориты и лейкократовые граниты южно-охотского интрузивного комплекса. Мощность нижнего яруса 1300—1500 м, верхнего 1100—1200 м.

Имеются основания предположить, что в течение сеноманского и датского времени западная часть массива, и в том числе зона Тырско-Какорминского прогиба, испытывала преимущественно восходящие движения. Начиная с маастрихтского века, обособились новые воздымающиеся участки (левобережье р. Акча, правобережье р. Амур между пос. Маго и Николаевском-на-Амуре, бассейн р. Кумли и прилегающий к нему участок побережья Амурского залива); одновременно оформились зоны длительного накопления вулканогенных образований (правобережье р. Иски, левобережье р. Амур в районе пос. Чныррах, правобережье р. Акчи и др.). Характерный пример подобной зоны представляет Сусанинский вулканарий (см. рис. 8), рас-

положенный на обоих берегах р. Амур и примыкающий с севера к южной ветви Ярки-Акшинского разлома, подобно тому, как Алчанский прогиб примыкает к разломам, ограничивающим Ханкайский массив. Длина вулканария достигает 60 км, наибольшая ширина 15 км, падежные слои в крыльях до 15—30°; в днище вулканария породы вулканогенного чехла, суммарная мощность которого достигает 2,5 км, залегают практически горизонтально.

К верхнему подэтажу (до 1500 м) отнесены вулканогенные и туфогенно-осадочные образования палеоген-миоценового возраста, в совокупности соответствующие липарит-базальтовой надформации. Они не образуют сплошного вулканогенного чехла, а локализуются в условиях ярко выраженной блоковой структуры. В крупных грабенах и кальдерообразных депрессиях вулканиды представлены полным разрезом, включая покровные образования позднеолигоценовой трахит-трахиандезитовой формации. С вулканогенными толщами пространственно и генетически связаны штокообразные интрузии и экструзивные тела диоритов, сиенит-диоритов, монзонитов, щелочных гранитов прибрежного интрузивного комплекса, в совокупности соответствующего монзонит-щелочногранитовой формации. Среди структур этого типа следует прежде всего упомянуть радиальную систему, состоящую из трех различно ориентированных грабенов: Николаевского (30×15 км), простирающегося в широтном направлении, Власьевского (40×10 км), простирающегося на северо-северо-восток, и Астрахановского (35×10 км), имеющего западо-северо-западное простирание, сочленяющихся в районе г. Николаевска-на-Амуре. Подобные системы грабенов, одним из типичных примеров которых является Рейнская система, обычно формируются в условиях раскалывающегося свода. По-видимому, в начале эоцена центральная часть массива представляла собой небольшой свод. К северу от Николаевского грабена, отделенная от него Верхне-Искинским горстом, располагается Искинская кальдерообразная структура, имеющая в плане форму неправильного овала (30×20 км) и выполненная главным образом андезито-базальтами кузнецовской свиты. На северо-западе Искинская депрессия сочленяется с Коль-Тывлинским вулканарием. Северо-восточная часть последнего скрыта под водами залива Счастья и Сахалинского залива. К югу от Николаевского грабена, отделяясь от него узким горстом, расположена Денисовская кальдерообразная структура (25×15 км), выполненная вулканидами кузнецовской, колчанской и кизинской свит.

В пределах горстов и горстообразных приподнятых блоков образования верхнего подэтажа представлены экструзиями позднеолигоценовых липаритов и трахилипаритов и разрозненными маломощными покровами андезито-базальтов.

От граничащего с ним на юге Амуро-Уссурийского синклиория Тахтинский массив отделен Ярки-Акшинским разломом, представляющим собой широкую (до 15 км), постепенно суживающуюся в восточном направлении зону, характеризующуюся весьма напряженным тектоническим строением. К этой зоне приурочены тектонический блок верхнетриасовых пород, упоминавшийся выше Сусанинский вулканарий, интрузивные и экструзивные тела поздне мелового и палеогенового возраста. Простирание разлома близширотное, на левобережье Амура — северо-восточное. В пределах хребта Чаятын Ярки-Акшинский разлом под острым углом сочленяется с Бичи-Амурским, ветвью которого он, возможно, и является.

Западной границей Тахтинского массива служит Бичи-Амурский **глубинный разлом**, подробная характеристика которого приведена выше; восточная граница массива образована **Монеронским разломом**, отделяющим его от структур Западного Сахалина [162].

СТРУКТУРЫ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ И ЗАПАДНОГО САХАЛИНА

Из всех крупных структурных элементов, граничащих с Сихотэ-Алинской складчатой системой, структуры дна Японского моря являются наименее изученными.

Рельеф дна северной части моря и соединяющегося с ней Татарского пролива представляет собой пологую депрессию, постепенно погружающуюся к югу и юго-западу. От Азиатского континента она отделена крутым уступом материкового склона, расчлененным многочисленными подводными каньонами [21]. Предполагается, что в этой части моря развита кора континентального типа мощностью 26—30 км, по своему строению близкая к коре сопредельных материковых территорий.

Центральная часть Японского моря представляет собой глубоководную впадину, ограниченную с севера и с востока уступами и протягивающуюся в близширотном направлении на 900 км при ширине 200—250 км. Днище впадины, расположенное на глубине от 3000 до 3670 м, представляет собой сглаженную равнину, над которой поднимаются отдельные возвышенности (банка Аскольда и др.). Мощность слабоуплотненных осадков (с $v=2,1-3$ км/с) составляет около 2 км*. Ниже располагается сейсмический слой с $v=4,3$ км/с; по мнению Н. А. Беляевского и А. Г. Родникова [16], этот слой мощностью до 2 км может быть сопоставлен с меловыми отложениями. Еще ниже залегает «базальтовый» слой, с граничной скоростью $v=6,6$ км/с мощностью от 7 км в северо-западной части котловины до 12 км в ее юго-западной части. Раздел М с граничной скоростью $v=8-8,2$ км/с располагается в северо-западной части котловины на глубине 11 км, в юго-западной части на глубине 12—16 км, в северо-восточной на глубине 14—18 км, в южной на глубине 12 км.

В южной части Японского моря обширные подводные возвышенности Ямато, Оки, Хекура-Ното чередуются с впадинами, глубина которых достигает 2600 и даже 4000 м. Подводные возвышенности имеют сложнорасчлененный рельеф, днища впадин выположены. Возвышенность Ямато сложена гранитоидами; на глубине 6—8 км располагается верхняя граница «базальтового» слоя (граничная скорость 6,8 км/с); мощность коры достигает 11 км.

В пределах континентального склона и вдоль западного побережья Хоккайдо и Хонсю четко вырисовываются гравитационные ступени северо-восточного и близмеридионального простирания, представляющие собой геофизическое выражение мощных глубинных разломов. С этими разломами и с пересекающими Японское море глубинными разломами северо-западного простирания [8, 13, 15, 91, 139] связаны многочисленные проявления сейсмической активности. Наиболее значительные положительные аномалии силы тяжести приурочены к центральной впадине и впадине Хонсю. Магнитное поле характеризуется слабыми (0—200 гамм) аномалиями, вытянутыми в направлении СВ 60—70°. Плотность теплового потока составляет в среднем 10,5, а местами более 13 Вт·см⁻², превышая более чем вдвое среднюю плотность теплового потока западной части Тихого океана [21].

Авторы тектонической карты Евразии отнесли Япономорскую впадину к категории геосинклинальных котловин [177, 210]. Этим термином обозначаются более или менее изометричные депрессии шириной от нескольких десятков до нескольких сотен километров и длиной не менее нескольких сотен километров; глубина их — от 1000 до 6500—7500 м. Для них характерны интенсивное глыбовое раздробление дна,

* Мощность рыхлых и слабоуплотненных осадков третичного возраста в Татарском проливе и у берегов Сахалина достигает 3 км [109].

замаскированное мощным осадочным покровом, крутые и нередко сейсмически активные склоны. «Весьма возможно, что в геосинклинальных котловинах поверхность геофизического «базальта» отвечает поверхности метаморфизованных частей осадочного комплекса, тогда как в области древних океанических платформ эта поверхность отвечает, по-видимому, базальтовым покровам различной древности и породам типа габбро» [177, с. 371]. Такому толкованию термина «геосинклинальная котловина» не противоречит высказанное еще в 1939 г. Н. П. Херасковым предположение, что под водами Японского моря скрывается древняя (докембрийская) платформа или массив, испытавший раздробление и глубокое погружение в позднем мелу — кайнозое. К сходным выводам пришли Н. А. Беляевский и А. Г. Родников [16], считающие, что в структурном отношении седиментационная депрессия представляет собой своеобразную плиту, а «базальтовый» слой сложен гранулитом-эктогитовыми породами, сейсмические и плотностные параметры которых очень близки к соответствующим параметрам «базальтового» слоя*. Идея о жестком массиве разделяется также В. М. Ковылиным [77] и другими геофизиками и геологами. С позиций этой идеи легко может быть объяснена своеобразная неправильно-треугольная форма Японского моря, очень близкая к форме Хингано-Буреинского и Ханкайского массивов; становится понятным присутствие в пределах морского дна доверхнетриасовых гранитоидов, — столь редких в пределах Сихотэ-Алиня и в юго-восточной части Японского архипелага, но широко распространенных в пределах Ханкайского массива и на о. Хонсю. В дальнейшем изложении мы будем рассматривать «геосинклинальную котловину» как активизационную структуру, а гипотетический жесткий массив будем называть Япономорским. Судя по геологическим и геофизическим данным, его восточной границей в пределах Японского архипелага является разлом Медиана, а в пределах Сахалина — Главный Сахалинский разлом, выраженный на поверхности Срединно-Сахалинской шовной синклинальной зоной [158, 165]. Расположенная в северной части Западного Сахалина гравитационная аномалия «Рыбновский максимум» [174] подтверждает наличие глубокого сходства между складчатыми основаниями Западного Сахалина и Тахтинского массива.

В составе **складчатого основания** Япономорского массива, по-видимому, широко распространены амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы, аналогичные нижнепротерозойским гнейсам Ханкайского массива и породам метаморфического комплекса Хида-Оки. Не вызывает сомнения присутствие существенно карбонатных миеогеосинклинальных образований синийско-нижекембрийского комплекса, подобных породам серий Чжоккен, Шидгоу и Кунена Корейского полуострова.

В составе **осадочного чехла**, как и в остальных массивах, могут быть выделены палеозойский, мезозойский и кайнозойский структурно-формационные комплексы.

Палеозойский комплекс по хорошо изученному разрезу гор Китакामी подразделен на две части: нижнюю (около 7000 м), охватывающую отложения силура, девона и карбона, и верхнюю (6000—8000 м), представленную образованиями перми, нижнего и среднего триаса. В составе нижней части широко распространены сланцы, туфы различного состава (от дацитовых до базальтовых) и известняки; в составе верхней части наряду со сланцами и известняками существенную роль играют песчаники и конгломераты. Состав отложений, их относительно слабая дислоцированность, обилие перерывов и несогласий (в основании верхнего девона, в основании карбона, в середине визейского яруса, в основании верхнего карбона, в основании перми и в осно-

* Ранее это предположение сформулировано Г. Д. Афанасьевым [3].

вании триаса) свидетельствуют о том, что формирование комплекса происходило не в геосинклинальном, а в пригеосинклинальном прогибе, развивающемся на жестком основании вблизи границы с погружающейся геосинклиналью.

Мезозойский комплекс подразделяется на две части. Нижняя, охватывающая образования верхнего триаса и юры, на о. Хоккайдо, представлена преимущественно терригенными отложениями молассового типа, но имеются данные о распространении вулканогенно-кремнисто-терригенных образований мезозойского (доаптского) возраста в западной части о. Хоккайдо. Этой части мезозойского комплекса, по-видимому, соответствуют породы верхней части долдаганской серии, распространенные в Таулан-Армуданских горах [54].

Более широким распространением на о-вах Сахалин и Хоккайдо пользуется верхняя часть мезозойского комплекса, представленная преимущественно морскими терригенными отложениями позднеальбского — позднемелового возраста. Мощность этих типично миогеосинклинальных [109] образований в южной части Западного Сахалина достигает 8500 м. Они слагают крупную моноклинали, полого падающую к западу и осложненную отдельными конседиментационными гребневидно-коробчатыми складками, флексурами и разломами.

Нижняя часть кайнозойского комплекса в Западно-Сахалинских горах и на Западном Хоккайдо представлена палеогеновыми молассами, мощность которых к северу от линии Углегорск — Гастелло составляет 600—1500 м, а южнее этой линии возрастает до 2300—2600 м. Только в самой северной части Западного Сахалина палеогеновые молассы замещаются толщей (450 м) андезитовых туфов. Структурный план палеогеновых отложений унаследован от структурно-плана верхнего мела, хотя в основании кайнозойского комплекса повсеместно наблюдается размыв. Формирование палеогеновых моласс происходило в межгорном прогибе, расположенном перед фронтом испытывающих интенсивное поднятие структур Восточного Сахалина и в связи с этим обнаруживающим черты сходства с краевым прогибом.

К верхней части кайнозойского комплекса мы относим отложения верхнего олигоцена — неогена, мощность которых в прогибе Исикари-Румои и в южной части Западно-Сахалинского прогиба достигает 10 тыс. м, а в северной части Западного Сахалина 5 тыс. м. Породы аракайской, холмской, невеличской и чеховской свит Западного Сахалина и их аналоги на Западном Хоккайдо могут быть сопоставлены с сингеосинклинальной вулканогенно-кремнисто-терригенной формацией, переходящей по простиранию, по латерали и вверх по разрезу в параллическую, а затем и в континентальную молассу. В северной части Западного Сахалина в основании разреза неогеновых отложений залегают отложения эпигеосинклинальной сероцветной карбонатно-терригенной формации нижнего миоцена и нижней части среднего миоцена (1000 м). Вверх по разрезу они сменяются мощной (3700—4100 м) толщей параллических и континентальных моласс верхней части среднего миоцена, верхнего миоцена и нижнего плиоцена: местами молассы заключают пласты бурого угля.

Интрузивные образования, имеющие на Западном Сахалине ограниченное распространение, представлены небольшими штоками среднемиоценовых габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов, приуроченными к зоне Главного Сахалинского разлома, и плиоценовыми субщелочными габброидами, монцонитами, сиенитами и тешенитами, локализующимися в зоне западного побережья.

Функцию границы между Япономорским массивом и Сихотэ-Алинским синклинирием, входящим в состав одноименной системы, выполняет **Восточный Сихотэ-Алинский глубинный разлом** [12], протягивающийся в северо-восточном направлении вдоль континентального склона

от мыса Поворотного до устья р. Коппи. Ему соответствует четко выраженная положительная аномалия магнитного поля интенсивностью 500 гамм, шириной 10—30 км и протяженностью до 900 км, свидетельствующая о том, что разлом является вертикальным и частично заполнен интрузивными образованиями.

К северу от устья р. Коппи граница между Сихотэ-Алинской системой и Западным Сахалином проходит по разлому меридионального простирания, расположенному в пределах пролива Невельского и Амурского лимана. Этот разлом, по своей геофизической характеристике не отличающийся от Восточного Сихотэ-Алинского, рассматривается нами в качестве северного продолжения **Монеронского разлома** [158, 162].

Таким образом, со всех сторон Сихотэ-Алинская система ограничена глубинными разломами. Куро-Бичинский, Восточный Сихотэ-Алинский и Алчанский разломы имеют простирание порядка СВ 40°, Ярки-Акшинский разлом изменяет простирание от СВ 60° до почти широтного, Монеронский разлом имеет меридиональное направление, а Даубихинский простирается на СВ 30°. В совокупности перечисленные разломы образуют замкнутый многоугольник, простирающийся на северо-восток; юго-западная часть многоугольника имеет характерную форму «ласточкиного хвоста».

К ВОПРОСУ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ АМУРО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Термин «Амуру-Охотская система» применяется для обозначения крайнего северо-восточного «звена» Монголо-Охотской области, ограниченного с севера и северо-запада Северо-Джугджурским, или Северо-Удским, а с юга и юго-востока Южно-Тукурингским и Тукурингра-Амгунским глубинными разломами (см. рис. 1).

Большая группа исследователей [55, 153] рассматривает Амуру-Охотскую систему как мезозойскую складчато-глыбовую, завершившую свое геосинклинальное развитие в раннем мезозое и испытавшую постконсолидационную активизацию, начиная с позднего триаса. Присутствие среднепалеозойских образований в составе геосинклинального комплекса как Амуру-Охотской, так и Сихотэ-Алинской системы, а также отнесение верхнепалеозойских и триасово-юрских формаций хр. Джагды к геосинклинальному классу явилось основанием для того, чтобы рассматривать обе вышеназванные системы в качестве ветвей единой Восточно-Азиатской геосинклинальной области, консолидация которой на севере и западе закончилась в раннем мезозое, в то время как на востоке развитие геосинклинали продолжалось до позднего мезозоя включительно. По мнению этой группы исследователей, четко выраженной границы между Амуру-Охотской и Сихотэ-Алинской системами не существует.

Многолетние исследования М. С. Нагибиной [121], В. И. Гольденберга [57], В. Б. Караулова [73, 74], а также личные наблюдения автора свидетельствуют о том, что Амуру-Охотская система не является складчато-глыбовой, а представляет собой классическую геосинклинально-складчатую систему, в составе которой одинаково хорошо выражены и миогеосинклинальная, и эвгеосинклинальная зоны, разделенные Южно-Удским (или, по В. И. Гольденбергу, Чумиканским) глубинным разломом.

Комплекс основания, изученный в пределах миогеосинклинальной Шевли-Аянской зоны, сложен архейскими или нижнепротерозойскими образованиями.

Главный геосинклинальный комплекс, охватывающий верхний протерозой, нижний и средний палеозой, может быть расчленен на три

структурных яруса. К нижнему структурному ярусу отнесены отложения верхнего протерозоя — нижнего кембрия, представленные в Шевли-Аянской зоне терригенно-карбонатными отложениями, которым подчинены пачки базальтовых порфиритов и их туфов, а в эвгеосинклинальной Удско-Шантарской зоне — яшмами, диабазовыми порфиритами и их туфами, которым подчинены пласты и линзы рифогенных известняков, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Средний структурный ярус охватывает средне- и верхнекембрийские и ордовикские образования, представленные в Шевли-Аянской зоне разнообразными известняками, доломитами, кварцевыми и глауконитовыми песчаниками, конгломератами и алевролитами, а в Удско-

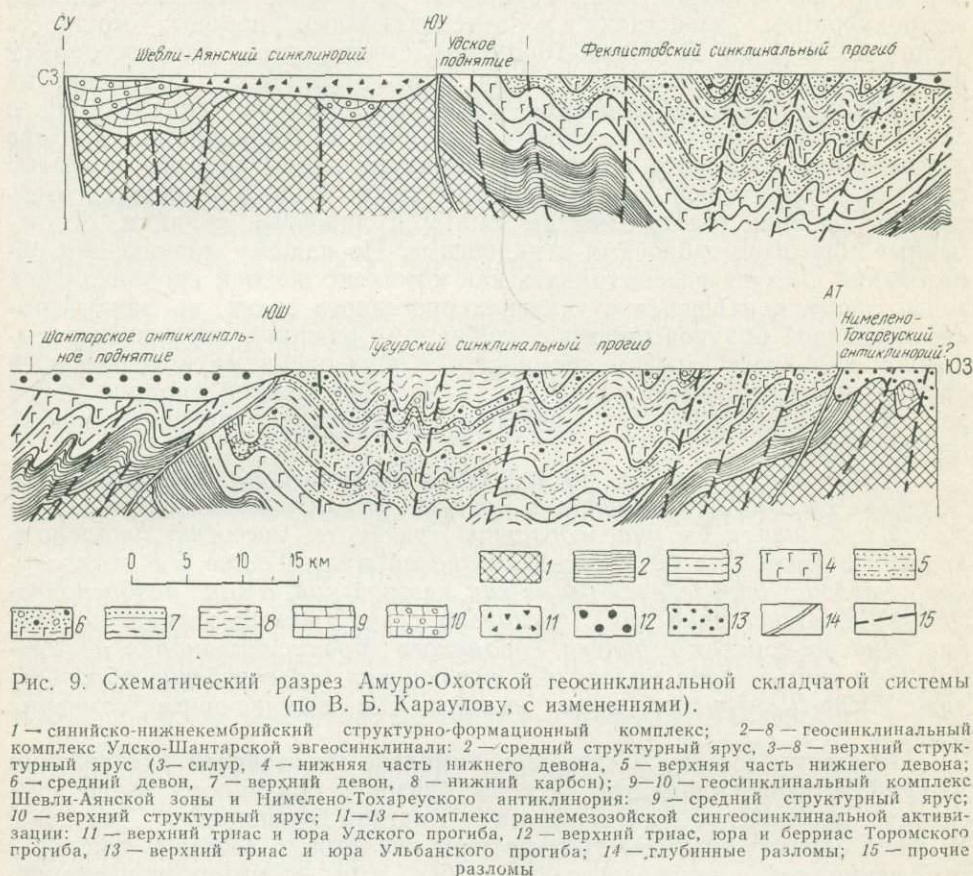


Рис. 9. Схематический разрез Амуро-Охотской геосинклинальной складчатой системы (по В. Б. Караулову, с изменениями).

1 — синийско-нижнекембрийский структурно-формационный комплекс; 2—8 — геосинклинальный комплекс Удско-Шантарской эвгеосинклинали: 2 — средний структурный ярус, 3—8 — верхний структурный ярус (3 — силур, 4 — нижняя часть нижнего девона, 5 — верхняя часть нижнего девона; 6 — средний девон, 7 — верхний девон, 8 — нижний карбон); 9—10 — геосинклинальный комплекс Шевли-Аянской зоны и Нимелено-Тохареуского антиклинория; 9 — средний структурный ярус; 10 — верхний структурный ярус; 11—13 — комплекс раннемезозойской сингеосинклинальной активизации; 11 — верхний триас и юра Удского прогиба, 12 — верхний триас, юра и берриас Торомского прогиба, 13 — верхний триас и юра Ульбанского прогиба; 14 — глубинные разломы; 15 — прочие разломы

Шантарской зоне — метаморфизованными вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями. Верхний структурный ярус, имеющий наиболее широкое распространение, включает отложения силура, девона и нижнего карбона, представленные в Шевли-Аянской зоне терригенно-карбонатной формацией при незначительном развитии вулканогенных пород (1300—3500 м); для северо-западной части Удско-Шантарской зоны характерна геосинклинальная вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенная надформация (20 000—21 000 м), в ее юго-восточной части преобладают сероцветные терригенные отложения с общей мощностью 17 000—18 000 м. Полная мощность комплекса в Шевли-Аянской зоне 11 500—15 000 м, в Удско-Шантарской зоне — до 30 000 м.

Складчатая структура Амуро-Охотской системы, изученная В. Б. Карауловым и В. И. Гольденбергом, изображена на рис. 9.

Молассовый комплекс в пределах Шевли-Аянской зоны представлен терригенными отложениями среднекарбового и раннетриасового возраста. Среднекарбовые отложения на Аянском полуострове представлены углисто-глинистыми сланцами (100—200 м) [57]. Нижнетриасовые глинистые сланцы (50—100 м) установлены в бассейне р. Лан. Условно в состав описываемого комплекса включаются биотитовые и биотит-роговообманковые граниты Ийкандинского и некоторых других интрузивных массивов.

В Удско-Шантарской зоне описываемый комплекс представлен отложениями предположительно позднекаменноугольного — пермского возраста. Нижняя часть толщи сложена конгломератами и разнозернистыми песчаниками; выше залегают филлиты, зеленые сланцы, микрокварциты, известняки и зеленокаменные породы; мощность толщи более 4 км. В Ними-Торомском междуречье распространены песчано-конгломератовые отложения, резко несогласно налегающие на среднепалеозойские образования Удско-Шантарского синклинория и заключающие отпечатки пермских растений. В большинстве случаев отложения молассового комплекса образуют очень пологие открытые складки, приближающиеся к брахиформным. Только верхнепалеозойские отложения хребта Джагды смяты в линейные складки, осложненные сбросами, взбросами и надвигами. По нашему мнению, эти образования следует рассматривать как комплекс шовной синклинальной зоны, сформировавшейся в условиях орогенного этапа, но ввиду пространственной приуроченности к глубинному разлому, аномально насыщенной вулканическими образованиями и испытавшей аномально интенсивную складчатость подобно шовной синклинальной зоне р. Черной в СРВ или Срединно-Сахалинскому грабенообразному прогибу [165].

Однако даже если бы последующие исследования полностью подтвердили бы состав, мощность и возраст «верхнепалеозойских» отложений и доказали бы унаследованное развитие эвгеосинклинального прогиба в южной части Удско-Шантарской зоны, — даже и в этом случае ее возраст определялся бы не как мезозойский, а как позднепалеозойский (позднегерцинский), поскольку резко трансгрессивное налегание триасово-юрских структур Торомского брахисинклинория и Ульбанского синклинория на все, без исключения, палеозойские образования Удско-Шантарской зоны является не вызывающим сомнения фактом.

По своему составу и строению **комплекс мезозойской активизации** Амуру-Охотской складчатой системы близок к описанному выше комплексу мезозойской активизации Хингано-Бурейского массива. В обоих случаях он имеет трехъярусное строение, а состав и мощность отложений, как и морфология слагаемых ими структур, существенно изменяются в направлении с запада на восток.

Нижний структурный ярус охватывает верхнетриасовые, ниже- и среднеюрские отложения, несогласно налегающие на сложно-дислоцированные породы палеозоя. В Торомском брахисинклинории они представлены переслаивающимися песчаниками, конгломератами, правелитами, алевролитами и аргиллитами, а местами также туффитами и туфопесчаниками общей мощностью 1440—4050 м [166], образующими простые симметричные и брахиформные складки. В восточной части Амуру-Охотской системы, в пределах Ульбанского синклинория, нижний структурный ярус представлен чередующимися алевролитами, песчаниками и аргиллитами, которым подчинены пачки, линзы и прослои конгломератов, седиментационных брекчий, средних и основных эффузивов и кремнистых пород общей мощностью 4500—5000 м, смятые в сильно сжатые складки линейного типа. По нашему мнению, верхнетриасовые, ниже- и среднеюрские отложения Тором-

ского брахисинклинория представляют сингеосинклинальную сероцветную терригенную формацию, а разновозрастные отложения Ульбанского синклинория — сингеосинклинальную вулканогенно-кремнисто-терригенную формацию.

Средний структурный ярус, охватывающий осадочные и магматические образования позднеюрского и валанжинского возраста, характеризуется еще большим разнообразием состава, мощностей и структур. На востоке, в Ульбанском синклинории, соответствующие образования представлены сингеосинклинальной сероцветной терригенной надформацией (5800—7200 м), в пределах которой обособляются флишидная подформация и пачки кремнистых пород; для всей толщи пород характерны сильно сжатые линейные складки. В Торомском брахисинклинории описываемому структурному ярусу соответствует мощная (до 3500 м) толща полимиктовых песчаников, которым подчинены линзы конгломератов, гравелитов и брекчий, пачки алевролитов и, реже, аргиллитов, хорошо сопоставляющаяся с эпигеосинклинальной параллической молассой; породы образуют широкие и пологие брахиформные структуры.

К верхнему структурному ярусу комплекса мезозойской активизации в пределах Ульбанского синклинория отнесена пачка андезитовых порфиритов и туфов, выполняющая пологое понижение среди юрских отложений на восточном побережье Тугурского полуострова.

Типичными структурами комплекса мезозойской активизации являются Торомский брахисинклинорий и Ульбанский синклинорий. Торомский брахисинклинорий протягивается в северо-восточном направлении на 250 км, от верховьев р. Селиткан до западного побережья Тугурского залива. Ширина его колеблется в пределах 50—70 км и только на юго-западе уменьшается до 18—20 км. Тильский выступ палеозойского основания отделяет Торомский брахисинклинорий от Удского прогиба, Бюконский выступ — от Ульбанского синклинория. В поперечном сечении брахисинклинорий имеет резко выраженное асимметричное строение. Наиболее прогнутые участки тяготеют к юго-восточному борту, контролируемому Южно-Шантарским разломом. Только здесь, в полосе шириной до 20 км, верхнеюрские толщи подстилаются среднеюрскими, нижнеюрскими и верхнетриасовыми отложениями, имеющими сравнительно крутое (до 40—60°), преимущественно моноклинальное залегание. На западном побережье Тугурского залива в триасовых, нижне- и среднеюрских отложениях наблюдались простые симметричные складки с углами падения 30—40°, осложненные сбросами и пологими взбросами небольшой амплитуды. Верхнеюрские отложения, площадь распространения которых определяет современные контуры прогиба, залегают сравнительно полого (5—10°), а на ряде участков — практически горизонтально и осложнены лишь отдельными приразломными складками и флексурами.

В пределах брахисинклинория обособляются две мегасинклинали и одна брахисинклиналь. Верхнетильская мегасинклиналь (100×60 км) представляет собой корытообразную структуру со сравнительно крутыми (25—45°), осложненными флексурами крыльями, сложенными оксфорд-кимериджскими и кимеридж-титонскими отложениями, и широкой, почти изометричной мульдой, выполненной толщами титонского и раннемелового возраста. Особенно четко выражен флексуорообразный перегиб северо-западного простирания, контролирующей северо-восточный борт этой структуры в верховьях р. Тиль. Ковахская брахисинклиналь, соединяющаяся с Верхнетильской узким перешейком, отличается малыми размерами и более или менее изометричными очертаниями. В бассейне р. Ал располагается Северо-Восточная мегасинклиналь (70×30 км).

Ульбанский синклиорий, имеющий ширину около 100—130 км и протяженность свыше 400 км, ограничен с северо-запада Ассыни-Тургурским разломом, а с юга и юго-востока Амгунской шовной зоной. Западная центриклиналь синклиория расположена в хребте Меванджа, а восточная его часть скрыта под водами Охотского моря. Простира-ние его дугообразно изменяется с востока на запад от северо-восточного до северо-западного, отражая соответствующее изменение прости-рания подстилающих структур. Широкое (60—70 км) северное крыло синклиория, сложенное в основном конгломерато-песчаными обра-зованиями нижней и средней юры, сравнительно полого, облекая домезо-зойский фундамент, погружается к югу и северо-востоку. Крыло ос-ложнено серией небольших (15—25×3—5 км) сильно сжатых (паде-ние крыльев 50—70°) складок северо-восточного простиранья.

Омало-Усалгинский разлом отделяет от северного крыла осевую зону, выполненную смятыми в складки вулканогенно-кремнисто-терри-генными отложениями средней и верхней юры и флишоидными обра-зованиями валанжина мощностью до 8000—10 000 м. Ширина зоны 40—60 км. В ее пределах четко выражены крупные (60—80×10—15 км) синклинальные складки, выполненные породами верхней юры. С юга она ограничена Амгунской шовной зоной, в состав которой мы вклю-чаем систему антиклинальных структур и зон рассланцевания, просле-живающуюся от Кербинского выступа к узким антиклинальным струк-турам, пересекающим реки Невагли и Турки.

По длинной оси синклиорий разделяется на фронтальную, про-межуточную и тыловую части. Границей между тыловой и промежуточ-ной частью служит антиклинальный перегиб, расположенный в нижнем течении р. Нимелен; фронтальная часть отделена от промежуточной флексурами Удско-Амгунской поперечной зоны. Различия между на-званными частями синклиория определяются не только соответствующим омоложением возраста выполняющих пород от тыловой к фрон-тальной части (это может быть обусловлено и погружением зеркала складчатости), но и постепенным изменением состава одновозрастных толщ от более грубого к более тонкому. Различна и морфология склад-чатых структур: при одинаковой длине (40—70 км) складки во фрон-тальной части более узкие (3—5 км против 5—15 км), более интен-сивно сжатые (падение в крыльях 70—85° против 50—85°). В целом же складчатость юрских и нижнемеловых отложений весьма интенсивна; часто наблюдается запрокидывание складок в направлении к наиболее прогнутой части осевой зоны; широко развиты мелкая складчатость и соскладчатые разрывные нарушения.

Как видно из вышеизложенного, Торомский брахисинклиорий об-наруживает глубокое сходство с Гуджикской мегасинклиналью, а Ульбанский синклиорий — с Чукчагирским, Верхнегоринским и дру-гими синклиориями Хингано-Буреинского массива. Это сходство сви-детельствует о том, что в течение большей части мезозоя Амуро-Охот-ская система и Хингано-Буреинский массив обладали сходной сте-пенью подвижности.

В целом, различия между Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской геосинклинальными складчатыми системами настолько глубоки, что предположение о наличии генетических связей между этими системами в процессе их геосинклинального развития представляется неправи-льным.

КОМПЛЕКС ОСНОВАНИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Как видно из предыдущего, со всех сторон Сихотэ-Алинская складчатая система окружена краевыми массивами, обладающими складчатым основанием, сформировавшимся в результате протерозойской (карельской) и байкальской складчатостей; в Хингано-Буреинской и Ханкайском массивах складчатое основание выведено непосредственно на дневную поверхность, в других — перекрыто мощными толщами палеозойских, мезозойских и кайнозойских образований и водами Охотского и Японского морей. Исходя из того, что ограничения Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы срезают структуры древнего основания сопредельных складчатых сооружений, представляется естественным предположение, что под мезозойскими структурами Сихотэ-Алиня так же повсеместно распространено древнее складчатое основание. А. М. Смирнов [168, 169] указывал на наличие такого основания под значительной частью южного и юго-западного Приморья (включая восточное побережье Уссурийского залива). Предположительно допускалось существование архейского кристаллического фундамента и под мезозойскими структурами Среднего Сихотэ-Алиня. М. И. Ициксон и С. А. Музылев [71] предполагали, что структуры Восточного Сихотэ-Алиня и Северного Сахалина наложены на гипотетическую Уссури-Охотскую рифейскую платформу, а структуры Западного Сихотэ-Алиня — на области протерозойской и байкальской складчатостей.

Результаты исследований, проведенных в последнее десятилетие, подтверждают представления о широком распространении протерозойских и нижнекембрийских образований не только под мезозойскими структурами Сихотэ-Алиня, но и под структурами Западного Сахалина, Западного Хоккайдо (включая зону Исикари-Румои) и Хонсю, а также в пределах Японского моря; в то же время представления М. И. Ициксона и С. А. Музылева о тектоническом районировании древнего основания продолжают оставаться гипотезой, не получившей убедительного подтверждения.

Основными аргументами в пользу предположения о повсеместном распространении древнего складчатого основания под структурами Сихотэ-Алинской складчатой системы в течение долгого времени являлись: далеко идущее сходство состава и строения протерозойских и кембрийских отложений, распространенных в складчатом основании Хингано-Буреинского и Ханкайского массивов (см. прилож. 1); четко выраженные северо-западные и близширотные простирания древних структур в северо-восточной части Хингано-Буреинского и в северной части Ханкайского массива; секущее положение пограничных Куро-Бичинского, Алчанского и Даубихинского разломов по отношению к древним структурам. В настоящее время эти аргументы могут быть дополнены.

Наиболее важным достижением последних лет в данном аспекте, несомненно, является открытие выступа складчатого основания в бассейне р. Анюй. Выступ размером 15×30 км, получивший наименование Анюйского [55, 107], сложен слюдяными амфиболовыми сланцами, филлитами и кварцитами, обнаруживающими глубокое сходство с породами синийско-нижнекембрийского комплекса, прорванными среднепалеозойскими плагиогранитами с абсолютным возрастом 443—488 млн. лет.

Обращает на себя внимание широкое распространение в пределах юга Дальнего Востока и западной части Сахалина поперечных текто-

нических зон, обладающих близширотным или северо-западным (320—325°) простиранием и пересекающих не только основные структуры Сихотэ-Алинской складчатой системы, но и сопредельные сооружения (Хингайо-Буреинский и Ханкайский массивы). Подобные зоны, среди которых могут быть упомянуты Селемджинско-Тумнинская, Улунга-Бикинская, Зейско-Урмийско-Ботчинская и др. [197], проявляются в западной части Хингайо-Буреинского массива, сложенной породами протерозоя — нижнего кембрия, в виде мощных зон дробления и рассланцевания. В северо-восточной части Хингайо-Буреинского массива, где складчатое основание перекрыто мощным чехлом палеозойских и мезозойских образований, а также в структурах Сихотэ-Алиня и Западного Сахалина, поперечные зоны проявляются лишь косвенными признаками: цепочками малых интрузий; резкими изгибами простирания структур геосинклинального и орогенного комплексов; флексуобразными перегибами, сопровождающимися изменением фациального состава и мощностей осадочных и вулканогенно-осадочных толщ и т. д. *Все эти признаки не могут быть интерпретированы иначе, чем проявления разломов складчатого основания в более молодых структурно-формационных комплексах и, таким образом, косвенно свидетельствуют о широком латеральном распространении складчатого основания.*

Анализ геологических и тектонических карт и сопоставление данных о составе и строении древнего складчатого основания Хингайо-Буреинского и Ханкайского массивов (см. прилож. I), по нашему мнению, убедительно свидетельствуют о наличии древнего основания под Амуро-Уссурийским синклиномом, расположенным между вышеназванными структурами. Если справедливы изложенные в предыдущей главе представления о существовании Япономорского массива, вполне вероятно наличие такого же основания под Сихотэ-Алинским синклиномом, тем более, что геофизические методы не обнаруживают сколько-нибудь заметных различий в строении земной коры в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы. Таким образом, в дальнейшем мы будем исходить из предположения о повсеместном распространении древнего складчатого основания под структурами Сихотэ-Алинской складчатой системы.

Вероятно, наиболее широким распространением в составе древнего основания пользуется комплекс сложно дислоцированных нижнепротерозойских (абс. возр. до 2000 млн. лет) биотитовых, двуслюдяных и амфиболовых гнейсов, разнообразных кристаллических сланцев, амфиболитов, кварцитов и мраморов. С этим же комплексом связаны многочисленные интрузивные тела ультраосновного (серпентиниты), основного (амфиболиты) и кислого (анатектиты) состава, в том числе и среднепротерозойские.

Почти столь же широко распространен верхнепротерозойско-нижекембрийский комплекс, в составе которого обособляются (см. прилож. I) три части: нижняя (нижнерифейская), сложенная хлоритовыми и слюдястыми сланцами, филлитами, кварцитами, мраморизованными известняками и доломитами (1500—2500 м); средняя (позднерифейская), в составе которой наряду с хлоритовыми и серицит-хлоритовыми сланцами широко распространены известняки, доломиты, мергели, кремнистые породы, а также кварциты (иногда железистые), филлиты, конгломераты и седиментационные брекчии, эффузивы и туфы кислого состава и т. д. (2000—6000 м); верхняя (раннекембрийская), сложенная известняками, доломитами, мергелями, кремнистыми породами, филлитовидными глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, железистыми кварцитами, конгломератами, седиментационными брекчиями и т. д. (1500—7000 м). Суммарная мощность комплекса 5—

15,5 км. Для него характерны сжатые, нередко запрокинутые, осложненные взбросами и надвигами складки линейного типа.

Значительно менее широко распространены молассы нижнепалеозойского [кембрийско-ордовикского (?)] комплекса, более или менее полно изученные только в пределах Ханкайского массива, и предположительно выделяемые в верховьях Буреи и Нилана. В составе этого комплекса преобладают конгломераты, гравелиты, седиментационные брекчии, кварцевые, аркозовые и полимиктовые песчаники (часто пестроцветные), наряду с которыми присутствуют алевролиты (иногда кремнистые), глинистые сланцы, андезитовые порфириты и их туфы. Породы комплекса, с перерывом и угловым несогласием налегающие на подстилающие образования, собраны в широкие, пологие складки, по морфологии приближающиеся к брахиформным.

Таким образом, в составе складчатого основания Сихотэ-Алинской складчатой системы обособляются три самостоятельных структурных этажа. Самый древний из них может рассматриваться как комплекс складчатого основания, средний может быть назван миогеосинклинальным комплексом байкалид, а верхний (вместе с биджанскими порфировидными биотитовыми гранитами), сопоставляется с орогенным (молассовым) комплексом байкалид.

Предполагается [52, 53, 86], что гнейсы и кристаллические сланцы нижнепротерозойского комплекса в основном представляют собой парароды, сформировавшиеся из первичноосадочных и в меньшей мере эффузивных пород под воздействием регионального метаморфизма, происходившего в условиях амфиболитовой фации. С этим предположением хорошо согласуются сравнительно широкое распространение в составе комплекса кварцитов и мраморов, выдержанность пачек метаморфических пород по простираанию и т. д. Накопление раннепротерозойских осадков на обширной территории, ограниченной с севера Сибирской, с юга — Северо-Китайской платформой и с востока системой глубинных разломов Главный Сахалинский — Медиана [120], происходило, по-видимому, в условиях, близких к миогеосинклинальным. Имеются основания предполагать, что в данном случае завершение раннепротерозойской седиментации и формирование складчатой структуры нижнепротерозойских толщ не сопровождалось вспышкой гранитного магматизма в форме, характерной для послерифейского этапа, и образованием орогенного (молассового) комплекса, подобно тому, как это имело место в пределах Сибирской и Сино-Корейской платформ.

Не исключено, что общее погружение рассматриваемой территории в позднем протерозое и возникновение миогеосинклинального (или пригеосинклинального) режима обусловлены воздействием со стороны Тихоокеанского тектонического пояса. Для позднепротерозойско-раннекембрийского этапа развития характерен режим, существенно отличающийся от эвгеосинклинального, свойственного Амуру-Охотской геосинклинали и системе геосинклиналей Восточный Сахалин — Симанто. Вся территория или, по крайней мере, значительная часть ее была покрыта неглубоким морем, на дне которого отлагались песчано-глинистые осадки, обогащенные карбонатами, органическим веществом, соединениями железа и марганца. Вследствие местных регрессий, обусловленных тектоническими или иными причинами, возникали острова или зоны размыва, поставлявшие крупнообломочный материал в близлежащие бассейны (гравелиты, конгломераты и седиментационные брекчии в разрезе спасской, насыровской и дмитриевской свит Ханкайского массива, мурандавской и рудоносной свит Малого Хингана и чергиленской свиты хр. Турана); однако в целом были характерны условия открытого моря; области сноса располагались на значительном удалении и обладали выраженным рельефом. В пользу этого предположения свидетельствует также относительно невысокий темп

осадконакопления: приблизительно за 500 млн. лет накопилось 5—15,55 км осадков, то есть средняя скорость осадконакопления не превышала 10—31 мм за 1000 лет, тогда как средняя скорость осадконакопления в палеозойских, мезозойских и кайнозойских геосинклиналях составляет не менее 60—90 мм/тыс. лет [39].

Грубообломочные осадки приурочены главным образом к нижней и верхней частям верхнепротерозойско-нижнекембрийского комплекса, отделенных от средней части частными размывами; соответственно, представляется возможным выделить три стадии развития морского бассейна: трансгрессивную (раннюю), стадию открытого моря (главную) и регрессивную (позднюю).

Раннепалеозойский этап обнаруживает черты сходства с этапами орогенного развития более молодых складчатых сооружений. В течение среднего и позднего кембрия и, возможно, ордовика в пределах межгорных впадин, значительная часть которых подверглась в дальнейшем глубокому размыву, а другая часть перекрыта более молодыми образованиями, накапливались толщи моласс, андезитов и туфов; в пределах горных поднятий происходило становление гранитоидных интрузий.

Широкое распространение в составе комплекса основания глинистых и карбонатных пород предопределяет характер регионального метаморфизма при его погружении до глубины 10—15 км. Это обстоятельство необходимо учитывать при интерпретации результатов геофизических исследований.

ГЛАВНЫЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Главный геосинклинальный комплекс сложен осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями среднего и позднего палеозоя и мезозоя. Подчиненную роль в его составе играют интрузивные образования среднепалеозойского (амфиболитизированные габбро-диориты), позднепалеозойского (габбро, габбро-диориты, пироксениты, биотитовые и роговообманковые граниты), поздне триасового (меймечиты, меймечит-перидотиты и перидотиты), юрского (нефелиновые и щелочные сиениты, перидотиты, пироксениты, габбро, реже кварцевые диориты и аляскитовые граниты) и раннемелового (перидотиты, пироксениты, габбро, биотитовые гранодиориты, двуслюдяные и лейкократовые граниты) возраста.

Основные данные о составе, мощности и взаимоотношениях стратиграфических подразделений приведены в прилож. 2. Возраст стратиграфических подразделений в нем указан в соответствии с Решениями 2-го стратиграфического совещания по Дальнему Востоку. Ниже приводится перечень немногочисленных отступлений в определении возраста, сделанных автором на основании дополнительного изучения имеющихся материалов.

Возраст воронежской свиты, распространенной в районе Хабаровска и сложенной алевролитами, песчаниками, глинистыми, кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами, диабазовыми порфиридами и их туфами (2200—2250 м) определен [150, 52] как позднекаменноугольный на основании того, что в телах известняка, залегающих среди перечисленных пород, А. В. Никольская определила позднекаменноугольные фораминиферы [52]. В. М. Никольский, считая тела известняков конседиментационными, отнес свиту к верхнему карбону. В отличие от В. М. Никольского, В. В. Бобылев, А. А. Успенский, В. Г. Варнавский и А. И. Жамойда пришли к выводу, что тела известняков, заключенные в породах свиты, представляют собой экзотические валуны, более древние, чем вмещающие их образования. Полностью присоединяясь к этой точке зрения и учитывая согласное налегание воронежской свиты на хабаровскую, верхний возрастной предел которой ограничивается первой половиной поздней перми, автор определяет возраст нижней подсвиты воронежской свиты как позднепермский. Верхняя подсвита воронежской свиты по аналогии с образованиями хр. Вандан [22 и др.] отнесена к нижнему — среднему триасу.

В этом же плане пересмотрен возраст самурской серии, выделенной на хр. Самурском Б. Я. Чернышом [200] и состоящей из алевролитов, аргиллитов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, кремнистых пород, песчаников, порфиритов и туфов (5500—6000 м). В теле известняка, заключенном в верхней части серии, А. П. Никитиной обнаружены средне-позднекаменноугольные фораминиферы, что дало основание И. И. Берсеневу, Д. А. Неволину и Б. Я. Чернышу [53] отнести самурскую серию к среднему — позднему карбону. Мы считаем возможным параллелизовать нижнюю часть самурской свиты с хабаровской свитой, а верхнюю — с нижней частью воронежской свиты. Таким образом, возраст самурской серии определяется как позднепермский.

Соответственно пересматривается возраст четырех толщ, выделенных в том же 1965 г. Ф. Р. Лихтом в нижнем течении р. Бикин. Нижняя толща, сложенная метаморфизованными алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками, туффитами, туфами, диабазовыми и андезитовыми порфиридами и кремнистыми породами (2000—2500 м), ус-

ловно отнесенная И. И. Берсеным и Ф. Р. Лихтом к карбону, по нашему мнению, подобно нижней части хабаровской свиты, имеет раннепермский возраст. Вторая толща, в составе которой преобладают кремнистые породы, заключающие маломощные прослои окремненных алевролитов, туфогенных песчаников, туффитов и порфиритов (до 2000 м), сопоставляется со средней частью хабаровской свиты, т. е. с нижней частью верхней перми. Третья толща (2500—3000 м), получившая от Ф. Р. Лихта наименование песчано-сланцевой, сложена алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами и песчаниками, которым подчинены прослои кремнистых и кремнисто-глинистых пород, туффитов, туфов, а также линзы известняков, в одной из которых обнаружены остатки фораминифер и брахиопод, сопоставляется с верхней частью хабаровской и с нижней частью воронежской свит. Не исключено, что четвертая толща (1000 м) кремнистых и кремнисто-глинистых пород, массивных и слоистых алевролитов, глинистых сланцев, спилитов, туфов с прослоями мелкозернистых песчаников и линзами известняков имеет ранне-среднетриасовый возраст.

Необходимые сведения о распространении интрузивных образований и о слагаемых ими телах приведены в разделе, характеризующем интрузивные формации.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ

Как видно из прилож. 2, в составе главного геосинклинального комплекса преобладают группа вулканогенно-кремнисто-терригенных формаций, группа сероцветных терригенных формаций, группа флишевых формаций и группа нижних (предорогенных) моласс; крайне ограниченное распространение имеют формации из группы геосинклинальных моласс. Среди интрузивных образований наиболее распространены габбро-плагиогранитовая и батолитовая гранитоидная надформации.

Формации, принадлежащие к группе геосинклинальных вулканогенно-кремнисто-терригенных, распространены наиболее широко, в стратиграфическом диапазоне от девона (?) до верхней юры (см. прилож. 2). При современном состоянии изученности представляется возможным выделить в составе группы две самостоятельные формации: вулканогенно-кремнистую (или зеленокаменную) и кремнисто-сланцевую; в ряде случаев совокупность вулканогенно-кремнисто-терригенных образований не поддается более детальному расчленению и рассматривается как надформация.

Вулканогенно-кремнистая формация представляет собой чередование мощных пачек вулканогенных пород (диабазовые и андезитовые порфириты, спилиты), туфов основного и среднего состава и кремнистых пород (фтаниты, яшмы и т. п.). В резко подчиненном количестве присутствуют пласты и пачки терригенных пород и тела (риффы, банки и т. п.) известняков.

Наиболее типичный пример вулканогенно-кремнистой формации представляет разрез киселевской свиты поздне-триасового — раннеюрского возраста, обнажающийся в обрывах левого берега р. Амур, выше дер. Киселевки. По данным А. И. Савченко, разрез имеет следующее строение*.

1. Кремнистые породы и яшмы кирпично-красные с линзами зеленых яшм	126
2. Спилиты, перемежающиеся с туфами	13
3. Кремнистые породы шоколадного цвета	100
4. Переслаивание туфоконгломератов и туфогравелитов с кремнисто-глинистыми породами и кремнистыми алевролитами	20
5. Спилиты миндалекаменные и туфы	88

* Все разрезы описываются снизу, мощность указана в метрах.

6. Линза известняка	8—10
7. Линза гравелита	2—3
8. Спилиты мидалекаменные и туфы	7—8,5
9. Туфопесчаник грубозернистый	30
10. Кремнистые породы сургучно-красные	9
11. Песчаники туфогенные	17
12. Кремнистые породы сургучно-красные с прослоями туфов	18
13. Песчаники туфогенные и туфы с линзой известняка (3 м)	8
14. Спилиты	2
15. Кремнистые породы сургучно-красные	4,5
16. Песчаники туфогенные и туфы	10
17. Туфы и туфобрекчии с линзами известняка (6 м)	14
18. Кремнистые породы	6
19. Спилиты и туфы	25
20. Кремнистые породы красные, серые и зеленовато-серые	218
21. Спилиты	6
22. Кремнистые породы пестроцветные	165
23. Порфириты	35
Мощность по разрезу 1002—1005 м.	

Несмотря на то, что содержание эффузивных, туфогенных и кремнистых пород в составе формации может изменяться в широких пределах (кремнистые породы — от 5 до 65%; порфириты и спилиты — от 15 до 85%; туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники — от 10 до 27%), эти три группы пород составляют от 75 до 100% формации, в то время как содержание алевролитов, глинистых сланцев, гравелитов и известняков не превышает 25%, нередко снижаясь до 3—5%. Характерное фациальное сочетание пород (кремнистые породы, пирокласты, порфириты, спилиты) свидетельствует о четко выраженной автохтонности формации.

Интересные данные об условиях формирования вулканогенно-кремнистой формации приводит М. В. Мартынюк [107]. Многочисленные вулканические очаги, по-видимому, контролировались разломами северо-восточного простирания. В строении подводных вулканических построек (до нескольких километров в поперечнике) участвуют покровные и экструзивные базальты, диабазовые порфириты, лавобрекчии, гиалокластиты и туфы. Широко распространены дайки и силлы. В некоторых местах основной расплав локализовался в виде многоэтажных силловых залежей среди кремнистых толщ. Вулканическая деятельность протекала в условиях глубоководного прогиба, при ничтожно малом поступлении терригенных пород; извержения носили характер трещинных излияний. По мере удаления от вулканических очагов эффузивные породы быстро выклиниваются и фациально замещаются кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, заключающими пласты и линзы хемогенных известняков.

Кремнисто-сланцевая формация распространена менее широко, чем вулканогенно-кремнистая. Для нее характерно сочетание пачек и линз кремнистых пород (в том числе яшм) с аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. В качестве второстепенных (необязательных) членов в различных разрезах присутствуют порфириты, туфы и известняки. Представление о строении кремнисто-сланцевой формации дает разрез верхней части джаурской свиты по правому берегу р. Гур, ниже устья р. Дюкали. Здесь обнажаются.

1. Кремнистые породы темно- и светло-серые	60
2. Песчаники тонко- и среднезернистые	20
3. Кремнистые породы тонкополосчатые розовато- и буровато-серые	50
4. Кремнистые породы темно- и светло-серые, тонкослоистые	70
5. Кремнистые породы светло-серые	25
6. Тонкое переслаивание известняков мраморизованных и окремненых светло-серых и кремнистых пород темно-серых	60
7. Известняки, переслаивающиеся с темно-серыми кремнистыми породами	50
8. Темно-серые кремнистые породы с линзами известняков	70
9. Кремнистые породы светло-серые кварцитовидные и яшмовидные	80

10. Кремнистые породы светло-серые	160
11. Кремнистые породы тонкополосчатые серые и буровато-серые	100
12. Кремнистые породы яшмовидные шоколадного цвета	5
13. Кремнистые породы сливные светло-серые с редкими линзами мраморизованных известняков и пластом диабазового порфирита в нижней части	70
14. Глинистые сланцы черные	20
15. Кремнистые породы тонкополосчатые с пластом диабазового порфирита в средней части	80
16. Глинистые сланцы черные	10
17. Чередование кремнистых пород темно-серых, зеленовато-черных и белых кварцитовидных	60

Мощность по разрезу — около 1000 м.

Данное проявление формации характеризуется очень высоким (до 85%) содержанием кремнистых пород и очень низким (до 15%) содержанием пород осадочного происхождения (песчаников, глинистых сланцев, известняков). В целом для формации характерны следующие фациальные сочетания: песчаники мелкозернистые → песчано-глинистые сланцы → глинистые сланцы → углисто-глинистые сланцы, кремнистые породы: диабазовые порфириты, кремнистые породы, известняки, песчаники средне- и мелкозернистые → глинистые сланцы, свидетельствующие о том, что формирование толщ происходит под воздействием процессов подводного вулканизма в некотором удалении как от вулканических очагов, так и от источников сноса терригенного материала.

Для проявлений вулканогенно-кремнисто-терригенной надформации, распространенных значительно более широко как в вертикальном разрезе, так и в латеральном направлении, характерно сочетание вулканогенно-кремнистых образований с разнообразными терригенными породами. Наглядным примером такого сочетания может служить стратотипический разрез самаркинской свиты средне-позднекаменноугольного возраста [53]:

1. Песчаники полимиктовые слоистые мелко- и среднезернистые	40
2. Кремнистые породы	4—6
3. Песчаники мелкозернистые с прослоями кремнистых пород (до 10 м) и алевролитов (до 40 м)	180
4. Алевролиты песчаные	50—70
5. Песчаники полимиктовые с прослоями туфогенных песчаников	40
6. Порфириты, туфы	30
7. Алевролиты с маломощными прослоями песчаников	50
8. Глинистые сланцы	40—50
9. Туфы порфиритов	10—15
10. Глинистые сланцы с линзами кремней и песчаников	40
11. Алевролиты с прослоями песчаника	70
12. Кремнистые породы	10—12
13. Алевролиты с прослоями песчаника	130
14. Порфириты	10
15. Песчаники полимиктовые	8—12
16. Порфириты	4—6
17. Песчаники полимиктовые	20—25
18. Порфириты	1—6
19. Глинистые сланцы с линзами кремней и песчаников	30
20. Песчаники полимиктовые	20—25
21. Переслаивание кремнистых пород, глинистых сланцев, песчаников	60
22. Песчаники с прослоями кремней (2—8 м)	100
23. Глинистые сланцы с прослоями туфов, кремнистых пород и песчаников	220—250

Мощность по разрезу 1100—1200 м.

В данном случае, как и в большинстве других, имеет место ассоциация характерного фациального ряда (песчаник полимиктовый среднезернистый → песчаник полимиктовый мелкозернистый → алевролит → аргиллит) со столь же характерным фациальным сочетанием (порфириты, туфы, кремнистые породы). Обычно в разрезе преобладают

терригенные породы, реже — вулканогенно-кремнистые образования. Последние всегда являются патрическими элементами формации; местное происхождение имеет и большая часть терригенных пород, однако некоторая часть терригенного материала может оказаться аллофильной. Эффузивные и туфогенные породы, как правило, встречаются совместно, в то время как кремнистые либо предшествуют эффузивным, либо замещают их по простиранию, либо, наконец, располагаются выше эффузивно-туфогенных пачек. Кремнистые породы чаще ассоциируют с аргиллитами или алевролитами, в то время как эффузивные одинаково часто встречаются как с грубообломочными, так и с тонкообломочными разновидностями терригенных пород. Что касается последних, то они обычно чередуются незакономерно; однако в отдельных, иногда достаточно мощных пачках отмечается ритмичное строение как трансгрессивного (гравелит → песчаник → алевролит → аргиллит), так и регрессивного (аргиллит → алевролит → песчаник) типа. Формирование толщ вулканогенно-кремнисто-терригенного состава происходит в условиях интенсивного привноса терригенного (главным образом, мелкообломочного) материала в зоны подводного вулканизма.

Группа сероцветных терригенных формаций по своему распространению в разрезе главного геосинклинального комплекса занимает второе место после группы вулканогенно-кремнисто-терригенных (см. прилож. 2). Анализ конкретных разрезов позволяет выделить в ее составе песчано-алевролитовую и кремнисто-терригенную формации.

Наиболее широким распространением пользуется **сероцветная песчано-алевролитовая формация**, представляющая собой незакономерное чередование относительно мощных пачек серых или зеленовато-серых полимиктовых, реже туфогенных песчаников с серыми, темно-серыми или черными алевролитами и аргиллитами. Второстепенными (необязательными) членами формации являются конгломераты, гравелиты, порфириты, туфы, кремнистые породы и известняки, образующие маломощные слои или линзы.

Наглядное представление о составе и строении сероцветной песчано-алевролитовой формации дает разрез ниже-среднеюрских толщ Амуро-Уссурийского синклинория (хехцирская и чапыгинская свиты). Частный разрез чапыгинской свиты, описанный Г. И. Харитоничевым в районе пос. Чапыгино, начинается пачкой (8 м) туфитовых мелкозернистых зеленовато-серых песчаников. Выше залегают:

1. Песчаники полимиктовые мелкозернистые зеленовато-серые	6
2. Алевролиты черные	28
3. Песчаники полимиктовые мелкозернистые зеленовато-серые	3
4. Гравелиты темно-серые	3
5. Алевролиты, аналогичные пачке 2	6
6. Переслаивание песчаников, аналогичных пачке 1, и алевролитов, аналогичных пачке 2. Мощность пластов от 5—6 до 20—30 м	75
7. Гравелиты темно-серые	6
8. Песчаники, аналогичные пачке 1	10
9. Алевролиты, аналогичные пачке 2	5
Мощность по разрезу — 150 м.	

Сопоставление ряда разрезов свидетельствует о том, что соотношения основных компонентов формации — песчаников и алевролитов — изменяются в широких пределах. В то же время во всех разрезах выдерживаются такие характерные черты, как преимущественно полимиктовый состав песчаников, преобладание среди них мелко- и тонкозернистых разновидностей, незакономерность чередования. Не вызывает сомнения автохтонная природа формации, хотя часть материала может иметь и аллофильное происхождение.

Когда отложение песчано-алевролитовых толщ происходит одновременно с вулканическими извержениями, породы насыщены пирокластическим материалом, что позволяет рассматривать их в качестве специ-

фической туфо-песчано-алевроитовой подформации. Наглядное представление о составе и строении этой подформации дает разрез верхне-меловой ларгасинской свиты, обнажающейся в береговых обрывах южного побережья оз. Удыль в северной части Амуро-Уссурийского синклинория.

Разрез начинается мощной (не менее 1000 м) толщей туфогенных алевролитов, содержащих рассеянную гальку и гравий самого разнообразного состава, а также линзы и прослойки литокристаллокластических туфов, туфогравелитов и туфокогломератов, переходящих по простиранию в туфогенные песчаники и брекчии, трансгрессивно и с краевым несогласием налегающей на подстилающие породы. Выше залегает пачка (450—470 м) среднезернистых туфогенных песчаников, которым подчинены пласты (2—10 м) мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников и прослойки (0,1—0,5 м) алевролитов. Заканчивается разрез толщей (700 м) чередующихся между собой среднезернистых туфогенных песчаников, алевролитов, туфоалевролитов, туфифитов и туфов среднего состава.

Суммарная мощность по разрезу около 2200 м.

Сероцветная кремнисто-терригенная формация отличается от песчано-алевролитовой тем, что в ее составе кремнистые породы являются обязательными членами разреза, нередко достигая значительной мощности, а от описанной выше кремнисто-сланцевой — отсутствием четкого парагенеза кремнистых пород с вулканогенными и широким распространением псаммитовых, а местами и псефитовых образований. Наиболее широко формация распространена в пределах западной зоны Сихотэ-Алинского синклинория. Ее состав и строение наглядно демонстрирует разрез ниже-среднеюрской (?) толщи, описанный Ю. Н. Размахниным.

- | | |
|---|-----|
| 1. Черные рассланцованные алевролиты с тонкими прослоями, реже сравнительно мощными (5—10 м) пластами темно-серых тонко- и мелкозернистых песчаников | 620 |
| 2. Зеленовато-серые, реже буровато-красные кремнисто-пепловые алевролиты, насыщенные скелетами радиолярий и изредка переходящие в кремнистые породы; прослойки и линзы (0,5—2 м) оолитовых известняков и миндалекаменных спилитов | 150 |
| 3. Грубое переслаивание песчаников полимиктовых средне- и мелкозернистых с алевролитами и глинистыми сланцами | 350 |
| 4. Переслаивание (1—10 м) кремнисто-пепловых алевролитов сургучно-красных, зеленых и стально-серых с туфогенными алевролитами и полимиктовыми среднезернистыми песчаниками, насыщенными чешуйками слюды | 500 |
| Мощность по разрезу 1600—1800 м. | |

Принципиальный интерес представляет установление во многих проявлениях описываемой формации кремнистых образований, формирование которых обусловлено выпадением вулканических пеплов. Не исключено, что более детальное изучение позволит идентифицировать описываемую формацию с отдаленной кремнистой формацией Н. С. Шатского.

В отличие от геосинклинально-складчатых систем Альпийской зоны юга СССР и Урала для Сихотэ-Алинской системы характерны крайне ограниченное распространение **флишевых формаций** и однообразное строение флишевых толщ. На данной стадии изученности возможно выделить только **формацию терригенного флиша**, охватывающую среднюю и верхнюю части валанжинских отложений Амуро-Уссурийского синклинория и северной части Сихотэ-Алинского антиклинория, пионерскую свиту и среднюю часть уктуурской свиты восточного крыла антиклинория, весь разрез валанжина в осевой зоне Сихотэ-Алинского синклинория.

Представление о составе и строении формации дает разрез средней и верхней частей петропавловской свиты валанжинского возраста, описанный Е. Т. Михалиной и Г. И. Харитонычевым в обрывах правого берега р. Амур в районе с. Вятское.

1. Песчаники полимиктовые среднезернистые	10
2. Ритмичное чередование песчаников мелкозернистых и алевропелитов. Ритмы двучленные (песчаник→алевропелит) мощностью 6—20 см (мощность элементов 1—15 см). Границы ритмов и элементов четкие	65
3. Песчаники полимиктовые среднезернистые	45
4. Ритмичное чередование песчаников полимиктовых мелкозернистых и алевропелитов, аналогичное пачке 2	60
5. Песчаники полимиктовые среднезернистые	20
6. Ритмичное чередование песчаников полимиктовых мелкозернистых и алевропелитов, аналогичное пачке 2	20
7. Песчаники (как в пачке 1)	30
8. Ритмичное чередование песчаников и алевропелитов (как в пачке 2)	10
9. Песчаники (как в пачке 1)	40
10. Ритмичное чередование песчаников и алевропелитов (как в пачке 2)	120
11. Тонкое ритмичное переслаивание песчаников мелкозернистых (2—10 см), алевролитов (2—10 см) и аргиллитов (1—6 см); ритмы трехчленные (песчаник→алевролит→аргиллит) и двучленные (алевролит→аргиллит); границы между ритмами резкие, между элементами ритма — постепенные переходы; в алевролитах и аргиллитах — ходы илоедов, на поверхностях напластования — фукоиды	40
12. Переслаивание пачек (5—10 м) песчаников полимиктовых среднезернистых (как в пачке 1) и ритмичного чередования песчаников и алевропелитов (как в пачке 2)	40
13. Ритмичное чередование песчаников мелкозернистых и алевропелитов (как в пачке 2); в верхней части пачки — мелкие (1—2 см) марказитовые конкреции шарообразные и чечевицеобразные	100
14. Песчаники (как в пачке 1)	40
15. Алевролиты черные с редкими прослоями (3—5 см) мелкозернистых песчаников, с ходами илоедов и фукоидами	30
16. Ритмичное переслаивание песчаников мелкозернистых, алевролитов и алевропелитов; ритмы трехчленные (песчаник→алевролит→алевропелит); мощность ритмов 5—20 см, элементов ритма 1—10 см; границы между ритмами резкие, между элементами ритма — расплывчатые	40
17. Песчаники, аналогичные пачке 1. Внутри слоя — несколько тонких пачек ритмичного переслаивания, как в пачке 16	50
18. Ритмичное переслаивание песчаников средне- и мелкозернистых и алевролитов; ритмы трехчленные: песчаник среднезернистый (0,3—1,3 м)→песчаник мелкозернистый (0,1 м)→алевролит (0,1 м); мощность ритмов 0,5—1,5 м; границы между ритмами резкие, со следами размыва, между элементами ритма нерезкие, с постепенными переходами	50
19. Ритмичное переслаивание песчаников мелкозернистых, алевролитов и алевропелитов, как в пачке 16	10
20. Песчаники полимиктовые средне- и мелкозернистые	95
Общая мощность по разрезу — 915 м.	

Сходное строение имеют средняя и верхняя части валанжинских отложений в обнажениях правого берега р. Амур в районе береговых обрывов оз. Болонь, вблизи пос. Джуэн (западная зона того же синклиория). В осевой зоне Сихотэ-Алинского синклиория (в обнажениях нижнего течения р. Хугу) мощные пачки валанжинского флиша чередуются с пачками крупнообломочных седиментационных брекчий, сцементированных среднезернистым полимиктовым песчаником. Аналогичное строение имеет также среднеуктурская подсвета на восточном крыле Сихотэ-Алинского антиклинория.

В целом терригенный флиш представляет собой закономерное чередование полимиктовых песчаников (средне- и мелкозернистых), алевролитов, алевропелитов и аргиллитов. В разрезе формации выделяются ритмы двух порядков: 1) двучленные, в единичных случаях трехчленные макроритмы мощностью 40—200 м, нижний элемент которых обычно представлен пачкой среднезернистого, реже мелкозернистого полимиктового песчаника (10—50 м), а верхний — пачкой элементарных

ритмов песчано-алеврито-аргиллитового состава, и 2) двухчленные (песчаник мелкозернистый→алевропелит или алевролит→аргиллит), реже трехчленные (песчаник→алевролит→аргиллит) элементарные ритмы мощностью 5—20 см. Закономерное строение формации нарушается отдельными, обычно мощными пачками седиментационных брекчий, песчаников, алевролитов или пачками грубого чередования перечисленных пород. Основная масса терригенного материала, вне всякого сомнения, является автохтонной.

Группа геосинклинальных (предорогенных) моласс представлена **песчаниковой формацией** [156], к которой отнесены: в западной и осевой зонах Амуру-Уссурийского синклинория и в северной части Сихотэ-Алинского антиклинория — удоминская свита (до 2500 м), на восточном крыле Амуру-Уссурийского синклинория — пиванская свита, нижняя и верхняя подсвиты уктурской свиты (до 3500 м); в Сидатуно-Татибинской зоне Сихотэ-Алинского синклинория — ключевская свита (1650 м); в осевой зоне Сихотэ-Алинского синклинория — лужкинская (1500 м) и удоминская (3500 м) свиты (см. прилож. 3).

Разрез лужкинской свиты в бассейне р. Фудзин имеет следующее строение.

- | | |
|--|-----|
| 1. Конгломераты мелкогалечниковые, состоящие из хорошо окатанной гальки кварца и кремнистых пород, сцементированной мелкозернистым полимиктовым песчаником; по простирацию переходят в песчаники с линзой конгломерата | 20 |
| 2. Песчаники полимиктовые мелкозернистые с линзами конгломератов и галькой, рассеянной по всей пачке | 150 |
| 3. Песчаники полимиктовые и кварц-полевошпатовые мелкозернистые | 120 |
| 4. Песчаники полимиктовые и кварц-полевошпатовые мелкозернистые, часто переходящие в алевритовые | 360 |
| Общая мощность по разрезу 650 м. | |

В осевой зоне Амуру-Уссурийского синклинория характерное проявление песчаниковой формации представляет собой верхняя подсвита удоминской свиты, имеющая в изученном Е. Б. Бельтеневым стратотипическом разрезе (бассейн верховьев р. Тумнин и р. Нижн. Удомы) следующее строение.

- | | |
|--|----------|
| 1. Песчаники с карбонатным цементом | 80 |
| 2. Песчаники полимиктовые среднезернистые, заключающие угловатые обломки черных алевролитов и пачку «узорчатых» туфогенных песчаников | 600—700 |
| 3. Песчаники туфогенные грубозернистые с маломощными прослоями и линзами сланцеватых алевролитов; в верхней части пачки — прослой туфов среднего состава | 800—1000 |
| Мощность по разрезу 1480—1780 м. | |

Таким образом, для песчаниковой формации раннемелового возраста характерно сочетание полимиктовых и аркозовых песчаников при весьма ограниченном распространении конгломератов. Верхнемеловая песчаниковая формация отличается от нижнемеловой присутствием в качестве обязательного члена туфогенных песчаников и в качестве необязательных — туфов среднего состава, андезитовых порфиритов и алевролитов. В отличие от ранее описанных геосинклинальных формаций, в песчаниковой формации наряду с патрическими широко представлены аллофильные элементы, к которым вместе с аркозовыми песчаниками и конгломератами могут быть отнесены некоторые разновидности туфогенных песчаников и туфов.

К **геоантиклинальным молассам** отнесены терригенные, реже содержащие примесь пирокластического материала толщи триасово-юрского и баррем-альбского возраста, выполняющие наложенные грабен-синклинальные структуры в пределах Сихотэ-Алинского антиклинория и Сидатуно-Татибинской зоны одноименного синклинория, с глубоким размывом налегающие на смятые в складки палеозойские образования. Толщи (200—2000 м) сложены незакономерно чередующи-

мися конгломератами, гравелитами, разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, зачастую обогащенными растительным детритом и углистым веществом.

С формациями из **группы габбро-плагиогранитовых** мы сопоставляем интрузивные образования средне- и позднепалеозойского и частично раннемелового возраста.

Среднепалеозойские амфиболизированные габбро-диориты распространены в пределах Сихотэ-Алинского антиклинория южнее р. Бикин, в поле распространения среднепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ. Интрузии дискордантные, небольшого (до 10 км²), реже более значительного размера [53].

Позднепалеозойские интрузии выявлены в пределах южной части Сихотэ-Алинского антиклинория и предположительно в восточной зоне Амуро-Уссурийского синклинория. В первом случае можно с достаточной уверенностью выделять, по крайней мере, две фазы внедрения: первую, представленную линейно вытянутыми пластообразными, реже изометричными телами роговообманковых и пироксен-роговообманковых габбро, габбро-диоритов и пироксенитов, и вторую, представленную биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами. Породы обеих фаз прорывают нижнепермские отложения и перекрываются образованиями верхней части верхней перми. В нижнем течении р. Бикин к описываемому интрузивному комплексу относят несколько небольших (15—180 км²) массивов биотитовых гранитов, гранодиоритов и плагиогранитов. Не исключено однако, что возраст этих интрузий может оказаться более молодым [53].

Основные и ультраосновные интрузии раннемелового возраста, распространенные в пределах Сихотэ-Алинского антиклинория, составляют небольшие (до 10 км²) линейно вытянутые, иногда веретенообразные тела с крутопадающими контактами; типичным примером такого тела является Дюкалинский массив [52].

По нашему мнению, среднепалеозойские габбро-диориты вместе с гарцбургитами, серпентинитами и габбро первой фазы верхнепалеозойского комплекса и раннемеловыми перидотитами, пироксенитами и габбро, представляют собой перидотит-пироксенит-габбровую, а интрузии главной фазы верхнепалеозойского комплекса — гранит-плагиогранитовую формации.

Перидотит-пироксенит-габбровая формация* представляет собой совокупность преимущественно небольших, реже более крупных конкордантных и дискордантных интрузивных тел дайкообразной, веретенообразной и штокообразной формы, сложенных преимущественно амфиболизированными габбро, габбро-диоритами и диабазами, реже — серпентинизированными пироксенитами и перидотитами, локализующихся в зонах глубинных разломов, ориентированных продольно или поперечно по отношению к главнейшим складчатым структурам. Контакты интрузивных тел резкие, крутопадающие, воздействие на вмещающие породы незначительное. В строении отдельных массивов принимают участие породы как ультраосновного, так и основного состава; при этом обычно породы основного состава являются более молодыми. Для многих массивов габбро характерна изменчивость как минерального и химического состава, так и структуры.

Условия формирования описываемой формации выяснены недостаточно. Между различными исследователями существуют расхождения как по вопросу состава исходной магмы, так и по вопросу о характере воздействий, которым эта магма подверглась в процессе становления

* Н. А. Беляевский [11] описал ее как составную часть офиолитовой формации. Между тем отсутствие дунит-гарцбургитовой формации в ее типичном проявлении является характерной чертой Сихотэ-Алинской системы.

интрузивных пород и их последующих изменений. Представляются, однако, достоверными предположения об отсутствии четко выраженных коагматических связей между описываемыми интрузиями и вулканогенно-кремнистыми формациями геосинклиналей, а также о том, что внедрение перидотит-пироксенит-габбровых интрузий совпадает с начальными стадиями тектонических поднятий, охватывающих как геосинклинали, так и, в первую очередь, геантисинклинали и краевые массивы. В этой связи представляется вполне логичной точка зрения М. Г. Руб [151], считающей, что породы описываемой формации образовались в результате глубинного гибридизма гранитной магмы за счет ассимиляции пород базального комплекса, богатых кальцием, магнием и железом. Вместе с тем нельзя недооценивать и воздействия на описываемые породы более поздних гранитоидных интрузий, в первую очередь гранитоидов главных фаз среднепалеозойского, верхнепалеозойского и нижнемелового интрузивных комплексов. По данным М. В. Мартынюка [107], раннемеловые гипербазиты хунгарийской серии приближаются к классу типичных гипербазитов в понимании Н. Д. Соболева ($M/G=7,5$); содержание титана, алюминия, кальция, калия пониженное, магния — повышенное. Габбро представлены диалагатовыми и оливиновыми разновидностями; характерно присутствие меланократовых габбро-пироксенитов.

Гранит-плагиогранитовая формация охватывает немногочисленные интрузивные тела, сложенные биотитовыми, лейкократовыми и аляскиновыми гранитами, гранодиоритами и плагиогранитами главной фазы верхнепалеозойского интрузивного комплекса, интенсивно метаморфизирующими вмещающие породы; мощность зоны контактовых роговиков и кварц-слюдистых сланцев достигает 1—3 км. Структура пород гранитовая, гранулитовая, микропегматитовая, иногда пегматитовая; в эндоконтакте среднезернистые граниты переходят в мелкозернистые порфиroidные, иногда сменяются гранодиоритами. В гранитах нередко кварцевый метасоматоз, пертитизация калиевого полевого шпата. По химическому составу граниты близки к щелочным гранитам по Р. Дэли как правило, они пересыщены глиноземом.

Надформация гранитоидных батолитов представлена **формацией гранитных батолитов**, к которой с некоторой условностью отнесены роговообманковые, биотитовые и двуслюдяные граниты раннемелового (готеривского) возраста, распространенные в средней части Сихотэ-Алинского антиклинория, между долинами рек Бикин и Гур. Биотитовые и двуслюдяные граниты слагают крупные интрузивные тела площадью от 150—200 до 1000 км². Конфигурация крупных массивов, как правило, удлиненная, небольших тел — изометричная. В качестве типичных интрузий биотитовых и двуслюдяных гранитов первой фазы могут быть названы Горбилинский, Аксакинский, Агусинский, Таунгинский, Верхне-Мухенский, Сукпайский, Быгдинский, Хуту-Джаурский и Гобиллинский массивы. В их пределах лейкократовые граниты второй фазы слагают малые тела; широко распространены дайки аплитов и аплит-пегматитов. Контакты с вмещающими породами относительно резкие, с апофизами и сателлитными телами. Контактный метаморфизм выражается в образовании относительно мощных (до 3—4 км) зон контактовых роговиков с биотитом, мусковитом, кордиеритом, иногда с андалузитом. Эндоконтактная фация выражена нечетко.

Интрузивные породы мезократовые с неравномернозернистой структурой. Плагиоклаз обычно преобладает над калиевым полевым шпатом, что приближает породы к адамеллитам и плагиогранитам. Содержание биотита не ниже 10—15%, нередко присутствует позднемагматический мусковит. Характерно присутствие граната, кордиерита, андалузита, сидлиманита, корунда, пониженное содержание кремнезема и повышенное — глинозема, титана, железа, магнезии и извести, что,

по-видимому, является следствием контаминации магмы материалом вмещающих кремнисто-терригенных и метаморфических пород. В сумме щелочей калий несколько преобладает над натрием. Формирование интрузивных тел происходило в абиссальных условиях, во время интенсивного поднятия, не приведшего, однако, к замыканию геосинклинальных прогибов.

Как видно из прилож. 2, **генетические ряды** геосинклинальных формаций основных структурных элементов Сихотэ-Алинской системы имеют как общие черты, так и черты различия.

Для формационного ряда южной части Сихотэ-Алинского антиклинория характерно чередование геосинклинальных вулканогенно-кремнистой, кремнисто-сланцевой и сероцветной песчано-алевролитовой формаций. Ряд имеет следующее строение (снизу): кремнисто-сланцевая (4—5 тыс. м) → вулканогенно-кремнистая (1—2 тыс. м) → нерасчлененная вулканогенно-кремнисто-терригенная надформация (2—2,5 тыс. м) → сероцветная песчано-алевролитовая (0,9 тыс. м) → вулканогенно-кремнистая (до 3 тыс. м) → кремнисто-сланцевая (2—3 тыс. м) → сероцветная туфо-песчано-алевролитовая подформация (до 1,1 тыс. м). В средней части антиклинория сероцветная туфо-песчано-алевролитовая подформация замещается кремнисто-терригенной формацией, принадлежащей той же группе геосинклинальных сероцветных формаций.

В пределах восточного крыла антиклинория формационный ряд наращивается (после перерыва) следующим образом: вулканогенно-кремнистая (900 м) → кремнисто-сланцевая (1 тыс. м) → вулканогенно-кремнисто-терригенная надформация нерасчлененная (до 1,8 тыс. м) → сероцветная кремнисто-терригенная (0,7—1 тыс. м) → сероцветная песчано-алевролитовая (1,7—2,5 тыс. м) → терригенный флиш (1,3—2 тыс. м) → песчаниковая (1—2,4 тыс. м) → терригенный флиш (1,2 тыс. м) → песчаниковая (1 тыс. м).

В северной (периклинальной) части антиклинория строение формационного ряда для юрских и меловых образований более простое (снизу): сероцветная песчано-алевролитовая (2,5 тыс. м) → вулканогенно-кремнисто-терригенная надформация нерасчлененная (0,5—1,2 тыс. м) → сероцветная песчано-алевролитовая (2—2,8 тыс. м) → терригенный флиш (до 2 тыс. м) → сероцветная песчано-алевролитовая (2,7—3,1 тыс. м) → песчаниковая (2,5 тыс. м).

Таким образом, формации из группы вулканогенно-терригенно-кремнистых повторяются на различных стратиграфических уровнях до трех раз, достигая суммарной мощности 14—20 тыс. м; в том числе трижды обособляются кремнисто-сланцевая и вулканогенно-кремнистая формации (соответственно 6—9 и 3—6 тыс. м). Формации из группы сероцветных терригенных повторяются на различных стратиграфических уровнях пять раз, но суммарная мощность их не превышает 9,5—12,5 тыс. м, из которых на долю кремнисто-терригенной формации приходится не более 4 тыс. м. По два раза повторяются в ряду формации терригенного флиша (2—3,2 тыс. м) и песчаниковая (2—2,75 тыс. м).

Мощность формаций вулканогенно-кремнисто-терригенного состава последовательно сокращается вверх по разрезу (7—9,5; 3—6; 3,7; 0,5—1,2 тыс. м), а мощность геосинклинальных сероцветных формаций соответственно увеличивается (0,9; 1,1—2,5; 2,5; 2,3—3,5; 2,7—3,1 тыс. м). Характерной особенностью рассматриваемого ряда является наличие повторяющихся в разрезе сочетаний формаций, — как принадлежащих одной группе (вулканогенно-кремнистая → кремнисто-сланцевая), так и относящихся к разным группам (сероцветная песчано-алевролитовая → терригенный флиш; терригенный флиш → песчаниковая). Иногда терригенный флиш выпадает из ряда и песчаниковая формация налегает непосредственно на сероцветную песчано-алевролитовую.

Формационные ряды синклиориев не могут быть охарактеризованы полностью, так как их нижние элементы недоступны наблюдению. На современной стадии изученности формационный ряд осевой зоны Амуро-Уссурийского синклиория может быть представлен в следующем виде (снизу): вулканогенно-кремнисто-терригенная надформация (свыше 10 тыс. м) → сероцветная песчано-алевролитовая (1 тыс. м) → терригенный флиш (1—1,5 тыс. м) → туфо-песчано-алевролитовая подформация (2,2 тыс. м) → терригенный флиш (2—2,5 тыс. м) → песчаниковая (0,7 тыс. м).

Наблюдаемая часть генетического ряда формаций осевой зоны Сихотэ-Алинского синклиория имеет несколько иное строение (снизу): сероцветная песчано-алевролитовая (до 1,5 тыс. м) → терригенный флиш (до 2,8 тыс. м) → сероцветная песчано-алевролитовая (2 тыс. м) → терригенный флиш (1 тыс. м) * → песчаниковая (1,5 тыс. м) → сероцветная песчано-алевролитовая (до 3 тыс. м) → песчаниковая (более 3 тыс. м).

Ввиду недоступности наблюдению нижних частей обоих рассмотренных формационных рядов не представляется возможным в полной мере оценить распространение в их составе вулканогенно-кремнисто-терригенных формаций; однако, даже при этих условиях устанавливается трехкратное повторение в обоих рядах геосинклиальной сероцветной песчано-алевролитовой формации. Формация терригенного флиша в обоих рядах повторяется дважды; суммарная мощность ее в Амуро-Уссурийском синклиории достигает 3—5 тыс. м, в Сихотэ-Алинском 4 тыс. м. Песчаниковая формация дважды появляется в Сихотэ-Алинском (до 4 тыс. м) и один раз (0,7 тыс. м) в Амуро-Уссурийском синклиории. Поскольку обе названные формации представлены отложениями мелового возраста, можно с уверенностью сделать вывод, что в течение мелового периода осадконакопление в Сихотэ-Алинском синклиории происходило более интенсивно и в условиях более напряженного тектонического режима, нежели в Амуро-Уссурийском синклиории. Такое же соотношение, по-видимому, имело место в поздне триасовое — юрское время (судя по различию состава и мощностей сероцветной терригенной надформации в западных зонах обоих синклиориев).

Для всех рассмотренных формационных рядов устанавливаются закономерная смена надформаций (от вулканогенно-кремнисто-терригенной до молассы) и тенденция к ритмичному повторению циклов, состоящих из двух надформаций или формаций (вулканогенно-кремнисто-терригенной и сероцветной терригенной, сероцветной терригенной и флишевой, флишевой и песчаниковой).

К небезынтересным выводам приводит сопоставление формационного состава разновозрастных отложений по латерали. Как видно из прилож. 2, нижнепермские отложения обоих синклиориев и антиклиория представлены образованиями, принадлежащими одной и той же вулканогенно-кремнисто-терригенной надформации; различия между соответствующими структурно-фациальными зонами выражаются только в том, что в пределах Сихотэ-Алинского антиклиория и в западной части Амуро-Уссурийского синклиория выделить эту формацию пока не удалось. По-видимому, наблюдающиеся соотношения могли возникнуть в результате интенсивного размыва Ханкайского массива, причем отложение псаммитового материала происходило в непосредственной близости от области размыва.

Более разнообразным представляется формационный состав верхнего подотдела верхней перми. Если в обоих синклиориях соответству-

* Соответствует нижней части уктуурской свиты или анихезской свите баррем-альбского возраста.

ющие отложения представлены еще формациями из группы вулканогенно-кремнисто-терригенных, то в Сихотэ-Алинском антиклинории последняя уже сменилась вначале сероцветной туфо-песчано-алевролитовой подформацией, а затем и геоантиклинальной молассой (в южной части антиклинория). Очевидно, что формирование складчатой структуры южной части антиклинория произошло в течение первой половины позднепермской эпохи.

Еще более четкая дифференциация формаций по латерали устанавливается для верхнетриасовых отложений, которые в Амуро-Уссурийском синклинории и в средней части Сихотэ-Алинского антиклинория представлены вулканогенно-кремнисто-терригенной надформацией, в западной части Сихотэ-Алинского синклинория — сероцветной кремнисто-терригенной формацией, а в южной части Сихотэ-Алинского антиклинория — геоантиклинальной молассой. Столь же четкие различия устанавливаются для верхнеюрских образований (вулканогенно-кремнисто-терригенная формация в осевой зоне Амуро-Уссурийского синклинория и в северной части Сихотэ-Алинского антиклинория, сероцветные песчано-алевролитовая и кремнисто-терригенная формация в западной зоне Амуро-Уссурийского синклинория и на восточном крыле Сихотэ-Алинского антиклинория, сероцветная песчано-алевролитовая формация в Сихотэ-Алинском синклинории). В то же время для нижне- и среднеюрских отложений, почти повсеместно представленных сероцветной терригенной надформацией различие между структурно-фациальными зонам выражены значительно слабее.

Для сопоставления разновозрастных формаций по простиранию структур мы располагаем менее представительными данными. Тем не менее, достаточно четко устанавливается, что формации и надформации, занимающие более высокое место в генетическом ряду, как правило, формируются вначале в южной части структурно-фациальных зон, а затем уже в северной. Так, например, в южной части Сихотэ-Алинского антиклинория сероцветная терригенная надформация появляется в ранней перми, а в северной — только в поздней перми; верхнетриасовые отложения в южной части антиклинория соответствуют геоантиклинальной молассе, тогда как в северной части в это время накапливались геосинклинальные вулканогенно-кремнистые образования; баррем-альбские отложения в южной части антиклинория представлены геоантиклинальными молассами, а в северной — геосинклинальной сероцветной песчано-алевролитовой формацией; в южной части Сихотэ-Алинского синклинория песчаниковая формация впервые появляется в позднем альбе, а в северной — только в туроне — раннем сеноне. Все эти факты однозначно свидетельствуют об опережающей эволюции формационного ряда в южных частях всех, без исключения, структурно-фациальных зон.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Как показано в прилож. 2, в составе главного геосинклинального комплекса обособляются шесть структурных ярусов, разделенных перерывами в осадконакоплении, несогласиями или резкой сменой геологических формаций.

Первый (среднепалеозойский) структурный ярус доступен наблюдению только в Южном Сихотэ-Алине, в бассейне Большой Уссурки, где представлен кремнисто-сланцевой формацией, отложения которой образуют коробчатую антиклинальную складку длиной около 100 км с широким (10—15 км) сводом, осложненным дополнительными асимметричными складками с углами падения крыльев 5—20°. Северо-западное крыло складки крутое (местами с опрокинутым залеганием слоев), осложненное взбросами, надвигами и мелкими складками; юго-

восточное крыло пологое, срезано разломом. Шарнир антиклинали погружается на северо-восток. Нижняя граница структурного яруса обнажениями не вскрыта, вследствие чего мощность его (5,5—6 тыс. м) может быть определена только по графическим построениям. Предполагается, что силурийско-девонские отложения примерно такого же состава и приблизительно такой же мощности, несогласно и с глубоким размывом налегающие на породы базального комплекса, распространены в пределах синклиниориев.

Как известно, на Ханкайском и Хингано-Буреинском массивах силурийско-девонские образования (0,75—4,5 тыс. м), представленные сингеосинклинальной сероцветной карбонатно-терригенной формацией, несогласно с глубоким размывом налегают на породы складчатого основания. На обоих массивах, за исключением узкой зоны вдоль Тукурингра-Амгунского разлома, верхнедевонские и турнейско-визейские отложения отсутствуют.

Поскольку присутствие среднепалеозойских геосинклинальных образований в Сихотэ-Алинской складчатой системе нередко рассматривается как одно из доказательств ее одновозрастности с Амуро-Охотской системой и наличия пространственных и генетических связей между ними, нельзя не отметить, что мощность среднепалеозойского структурно-формационного комплекса Сихотэ-Алинской системы в три-четыре раза меньше, чем мощность соответствующего комплекса Удско-Шантарской зоны. Состав среднепалеозойского комплекса Амуро-Охотской системы отличается разнообразием и широким распространением карбонатных пород; состав соответствующего комплекса Сихотэ-Алинской системы, наоборот, отличается однообразием и практически полным отсутствием карбонатных пород. Наконец, среднепалеозойский комплекс Амуро-Охотской системы представляет собой самый верхний структурный ярус главного геосинклинального комплекса, сформировавшийся в условиях резко дифференцированного геосинклинального рельефа, в то время как соответствующий комплекс Сихотэ-Алинской системы представляет собой самый низкий структурный ярус главного геосинклинального комплекса, сформировавшийся в условиях слабо дифференцированного рельефа.

Второй (верхнепалеозойский) структурный ярус охватывает залегающие согласно между собой образования предположительно раннекарбонového (возможно, намюрского), средне- и позднекарбонového, раннепермского и частично позднепермского возраста, принадлежащие в основном геосинклинальной вулканогенно-кремнисто-терригенной надформации*, широко распространенные в пределах Сихотэ-Алинского антиклинория и в южной части Амуро-Уссурийского синклинория; присутствие этих образований под покровом более молодых отложений в остальных частях Амуро-Уссурийского синклинория и в Сихотэ-Алинском синклинории, по-видимому, также не вызывает сомнений. В южной части антиклинория, в бассейнах Уссури и Большой Уссурки нижняя граница яруса проводится по подошве нижнекаменноугольных (?) отложений [167]. Здесь же четко устанавливается и его верхняя граница, подчеркнутая выпадением из разреза отложений нижнего подотдела верхней перми и несогласным налеганием пород верхней перми, принадлежащих уже третьему структурному ярусу, на дислоцированные и провальные верхнепалеозойскими интрузиями образования описываемого яруса. Суммарная мощность верхнепалеозойского структурного яруса в южной части антиклинория достигает 9—9,5 тыс. м. В средней части антиклинория и в южной части Амуро-Уссурийского синклинория, где

* Исключение составляют только отложения нижнего подотдела нижней перми, распространенные в южной части Сихотэ-Алинского синклинория, соответствующие геосинклинальной сероцветной терригенной надформации.

нижняя граница верхнепалеозойских отложений недоступна наблюдению, их видимая мощность не превышает соответственно 4 и 2,5 тыс. м.

Осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования верхнего палеозоя повсеместно смяты в узкие линейные складки северо-восточного простирания. Длина складок первого порядка обычно составляет 30—50 км, реже 75—100 км, ширина — до 5, реже до 10 км, падение крыльев — 30—80°. Крылья складок первого порядка осложнены многочисленными мелкими складками. Нередко наблюдается запрокидывание складок, срезание крыльев многочисленными сбросами и взбросами северо-восточного, реже меридионального и северо-западного простираний.

Одновозрастные образования на Хингано-Буреинском массиве представлены сингеосинклиналим вулканогенно-кремнисто-терригенными и сероцветными терригенными образованиями (8 тыс. м). В Даубихинском прогибе Ханкайского массива верхней части описываемого яруса (нижнему подотделу верхней перми) соответствует мощная (до 10,5 тыс. м) толща андезито-молассового состава.

Третий структурный ярус охватывает осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования верхнего подотдела верхней перми, нижнего и среднего триаса. Состав и мощность яруса, а также его взаимоотношения с подстилающим ярусом различны в различных структурно-фациальных зонах. В пределах осевой и западной зон Амура-Уссурийского синклинория, где, по-видимому, описываемый комплекс представлен в полном объеме, его состав соответствует геосинклиналим вулканогенно-кремнисто-терригенной надформации (2,7—4 тыс. м), соотношения с подстилающим верхнепалеозойским ярусом — согласные. В Сидатуно-Татибинской зоне Сихотэ-Алинского синклинория верхнепермско-триасовый ярус, по составу соответствующий геосинклиналим сероцветной кремнисто-терригенной формации (2,4—3 тыс. м), также, по-видимому, представлен в полном стратиграфическом объеме; граница с подстилающим комплексом — согласная, с постепенным переходом. В средней и северной частях Сихотэ-Алинского антиклинория присутствие описываемого яруса не установлено; в южной части антиклинория он представлен геантиклиналим молассаами (0,6—0,7 тыс. м), несогласно налегающими на подстилающие образования.

Породы яруса в обоих синклинориях дислоцированы совместно с породами верхнепалеозойского комплекса, образуя линейные складки с такими же параметрами и морфологией. В южной части антиклинория, в бассейне Уссури, породы верхнепермской извилинской свиты, нижнего и среднего триаса выполняют впадину, наложенную на верхнепалеозойские складчатые структуры в зоне, примыкающей к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому*. Здесь пермско-триасовые отложения выполняют серию коробчатых синклиналей, простирающихся на СВ 40—50° и разделенных гребневидными антиклиналями, ядра которых сложены породами верхнепалеозойского комплекса. Складки прямые, углы падения крыльев от 50—70 до 90°; крылья осложнены мелкими дополнительными складками, а юго-восточные крылья — также взбросами.

Верхнепермско-триасовый комплекс Хингано-Буреинского массива представлен мощной (3,5—3,6 тыс. м) регрессивной серией параллических моласс, выполняющей Куканский прогиб. В Даубихинском прогибе Ханкайского массива одновозрастный комплекс представлен параллическими молассаами мощностью 1,6—1,8 тыс. м.

Четвертый структурный ярус охватывает осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования позднепермского, ранне- и среднеюрского возраста. В Западной зоне Амура-Уссурийского синклинория нижняя часть яруса (2—2,5 тыс. м) сложена геосинклиналим

* Садагау-Украинская подзона, по И. И. Берсеневу [17].

ной вулканогенно-кремнистой формацией, верхняя (до 1,5 тыс. м) — геосинклинальной сероцветной песчано-алевролитовой формацией; на подстилающие образования верхнетриасовые отложения налегают с краевым и, по-видимому, местами угловым несогласием. В осевой зоне эти взаимоотношения не наблюдались, однако исходя из косвенных соображений [24, 153, 156, 164], они, скорее всего, согласные. В Сидатуно-Татибинской зоне Сихотэ-Алинского синклинория породы описываемого яруса (4—4,5 тыс. м), по составу соответствующие геосинклинальной сероцветной кремнисто-терригенной формации, отделены разрывом как от подстилающих, так и от перекрывающих образований. В осевой зоне Сихотэ-Алинского синклинория, судя по имеющимся данным по юго-восточному Приморью, вероятны согласные взаимоотношения с подстилающим и перекрывающим структурными комплексами.

В средней части Сихотэ-Алинского антиклинория состав и мощность описываемого яруса изменяются в направлении с запада на восток. На западе, в пределах осевой зоны, ярус представлен геосинклинальной сероцветной песчано-алевролитовой формацией (до 2,5 тыс. м); соотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями несогласные. В зоне восточного крыла песчано-алевролитовая формация замещается вулканогенно-кремнисто-терригенной, мощность возрастает до 3,7 тыс. м, устанавливаются согласные взаимоотношения с перекрывающим комплексом. В южной части антиклинория, в Сандагоу-Окраинской подзоне нижняя часть яруса сложена геоантиклинальными молассами (350—1100 м); верхняя часть, отделенная от нижней перерывом, принадлежит щелочно-базальтоидной формации (350—450 м).

Характер дислокаций верхнетриасово-юрских отложений также различен. В Западной и Восточной зонах Амуру-Уссурийского синклинория антиклинальные и синклинальные складки имеют длину 30—50 км, ширину порядка 3—5 км; складки сильно сжатые, прямые или наклонные, с ундулирующими шарнирами, причем, как правило, погружение шарнира сопровождается виргацией оси складки; крылья и своды осложнены мелкой дополнительной складчатостью, падение слоев в крыльях от 40 до 80°. В восточном крыле Сихотэ-Алинского антиклинория, по данным М. В. Мартынюка, широко распространены линейные складки, запрокинутые в Ю.-В. направлении, сочетающиеся с продольными взбросо-надвигом таким образом, что западные блоки, как правило, приподняты и надвинуты на восточные. В Сидатуно-Татибинской зоне верхнетриасовые, нижне- и среднеюрские образования сматы в складки с крутопадающими (60—80°), нередко запрокинутыми крыльями, осложненными мелкими дополнительными складками, взбросами и надвигами с преобладающим падением сместителей на юго-восток.

Нижний структурный ярус комплекса мезозойской активизации Ханкайского и Хингано-Бурейского массивов и Амуру-Охотской складчатой системы представлен в Даубихинском прогибе, в Гуджикской мегасинклинали различными молассами (2,5—3 тыс. м), в Торомском брахисинклинории — сероцветной терригенной формацией (1,5—2,5 тыс. м), в Ульбанском, Чукчагирском, Дукинском и других синклинориях — сингеосинклинальной сероцветной терригенной формацией (до 5 тыс. м).

Осадочные, реже вулканогенно-осадочные, образования позднеюрского и валанжинского возраста широко распространены в пределах Амуру-Уссурийского и Сихотэ-Алинского синклинориев и менее широко — в северной части Сихотэ-Алинского антиклинория. Характерными особенностями **пятого структурного яруса**, отличающими его от описанных ранее комплексов, являются разнообразие формационного состава и широкое распространение терригенного флиша. Состав и мощность яруса изменяются не только в различных структурно-фациальных зонах, но и в различных частях одной и той же зоны, что свидетельствует о значительной дифференциации рельефа в области осадконакопления.

Так, в центриклинали Амуру-Уссурийского синклинория нижняя часть яруса представлена вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями (2,1—2,4 тыс. м), несогласно налегающими на смятые в складки породы второго и, возможно, третьего структурных ярусов; вверх по разрезу вулканогенно-кремнистые отложения сменяются сначала сероцветными песчано-алевролитовыми отложениями (1 тыс. м), а затем терригенным флишем (1—1,5 тыс. м). Имеются основания предполагать, что на севере значительная часть вулканогенно-кремнистых образований нижней части комплекса замещается сероцветными терригенными отложениями, практически согласно залегающими на породах четвертого структурного яруса. В Хещиро-Чаятынской зоне разрез пятого яруса начинается геосинклинальной сероцветной песчано-алевролитовой формацией (не менее 1 тыс. м), которую последовательно сменяют сероцветная кремнисто-терригенная формация (0,7—0,8 тыс. м), вновь песчано-алевролитовая (1,5 тыс. м) и терригенный флиш (3—3,5 тыс. м). В Самуро-Бикинской зоне, граничащей с Сихотэ-Алинским антиклинорием, описываемый структурно-формационный комплекс, по-видимому, отсутствует. Таким образом, в пределах Амуру-Уссурийского синклинория мощность пятого структурного яруса изменяется от 0 до 6,5—6,8 тыс. м.

В периклинальной части Сихотэ-Алинского антиклинория основание яруса представлено вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями (0,5—1,2 тыс. м), которые кверху последовательно сменяются сероцветной песчано-алевролитовой формацией (0,5—1,3 тыс. м) и терригенным флишем (до 1,5 тыс. м). В средней части антиклинория, в пределах его осевой зоны, ярус сложен образованиями сероцветной песчано-алевролитовой формацией (до 1150 м), трансгрессивно налегающей на подстилающие образования. В зоне восточного крыла антиклинория мощность яруса возрастает до 4—7 тыс. м, соотношения с подстилающими образованиями изменяются на согласные; нижняя часть его представлена сероцветной песчано-алевролитовой формацией.

В осевой зоне Сихотэ-Алинского синклинория нижняя часть яруса также представлена геосинклинальной сероцветной песчано-алевролитовой формацией (1,5 тыс. м), с размывом налегающей на породы средней юры, а верхняя — терригенным флишем (до 2,8 тыс. м). В то же время в западной (Сидатуно-Татибинской) зоне синклинория верхняя часть яруса, представленная песчаниками, гравелитами и алевролитами ключевой свиты (1,6 тыс. м) и по составу соответствующая скорее песчаниковой формации, налегает на сероцветные образования верхней юры с размывом. Суммарная мощность яруса в Сидатуно-Татибинской зоне 2,2—3 тыс. м, в осевой зоне Сихотэ-Алинского синклинория не менее 4 тыс. м.

Во всех структурно-фациальных зонах породы верхнеюрско-валанжинского структурного яруса смяты в относительно простые линейные складки, причем верхнеюрские отложения слагают ядра антиклиналей, а валанжинские выполняют синклинали. Длина складок достигает 25—35 км, ширина 4—6 км, углы падения крыльев 60—80°; крылья, как правило, осложнены мелкой дополнительной складчатостью. Наряду с прямыми широко распространены (особенно вблизи крупных разломов) наклонные и опрокинутые складки.

Средний структурный ярус комплекса мезозойской постконсолидационной активизации в Торомском брахисинклинории представлен сингеосинклинальными молассами (2,5—4,5 тыс. м), в Ульбанском, Чукчагирском, Дукинском, Верхнегоринском и Бираканском синклинориях сингеосинклинальной сероцветной терригенной формацией (5,5—7,5 тыс. м), в верхней части которой обособляется флишоидная подформация (2—2,5 тыс. м).

Шестой (меловой) структурный ярус, завершающий разрез геосинклинального комплекса, охватывающий преимущественно терригенные отложения барремского, аптского, альбского, сеноманского и туронского возраста, широко представлен в осевых зонах Амуро-Уссурийского и Сихотэ-Алинского синклинориев. Наибольшей мощности (8,5—9 тыс. м) он достигает в осевой зоне Сихотэ-Алинского синклинория, где без видимых признаков несогласия налегает на породы пятого яруса; нижняя часть яруса в этой зоне (3 тыс. м) соответствует геосинклинальной сероцветной песчано-алевролитовой формации, которую вверх по разрезу сменяют песчаниковая формация (1,5 тыс. м) и формация терригенного флиша (около 3 тыс. м); в верхней части вновь распространены образования песчаниковой формации (свыше 3 тыс. м).

В осевой зоне Амуро-Уссурийского синклинория в основании описываемого яруса местами (в том числе в разрезах левого берега р. Амур между оз. Петропавловским и пос. Троицкое, в восточной части хр. Хещир и т. п.) отмечается краевое несогласие. Нижняя часть яруса (свыше 2 тыс. м) по составу соответствует геосинклинальной сероцветной песчано-алевролитовой формации и ее туфо-песчано-алевролитовой подформации, средняя (2—2,7 тыс. м) — формации терригенного флиша, верхняя (0,7—0,8 тыс. м) — песчаниковой формации. В целом мощность мелового структурного яруса в этой зоне не превышает 5—6 тыс. м. В западной зоне синклинория описываемый комплекс с размывом и угловым несогласием налегает на породы четвертого и пятого структурных ярусов; нижняя часть его (3,7 тыс. м) представлена туфо-песчано-алевролитовой подформацией, верхняя (2 тыс. м) — песчаниковой формацией. В восточной зоне ярус представлен только сероцветной песчано-алевролитовой формацией (0,7—1 тыс. м), трансгрессивно и несогласно налегающей на смятые в складки триасово-юрские отложения по правобережью р. Матай. В северной периклинальной части Сихотэ-Алинского антиклинория низы описываемого структурного яруса представлены толщей (2,7—3 тыс. м) сероцветных песчано-алевролитовых образований, несогласно налегающей на породы верхнеюрско-валанжинского яруса; выше залегают образования песчаниковой формации. В пределах восточного крыла антиклинория ярус представлен только баррем-апт-альбскими образованиями песчаникового, частично флишевого состава (около 3 тыс. м), с краевым несогласием налегающим на породы валанжина. В южной части антиклинория ярус представлен маломощными (до 0,5 тыс. м) геосинклинальными молассами.

Породы мелового структурного яруса обычно собраны в относительно слабо сжатые линейные складки, обладающие хорошо выраженными периклиналями и центриклиналями. Отложения баррем-апт-альбского возраста, как правило, слагают ядра гребневидных антиклиналей; туронские отложения выполняют коробчатые синклинали. Длина складок первого порядка 30—75 км, ширина антиклиналей 3—10 км, синклиналей — 10—20 км, падение крыльев обычно не превышает 30—60°, местами увеличивается до 80°. Складки прямые, запрокидывание имеет место вблизи крупных разломов. Все вышесказанное четко характеризует меловой структурный ярус, как структурно-формационный комплекс, сформировавшийся в условиях замыкающейся геосинклинали и представляющий неотъемлемую часть главного геосинклинального комплекса.

Апт-альбские, реже апт-сеноманские, образования Ханкайского и Хинганно-Бурейского массивов и Амуро-Охотской складчатой системы представлены андезито-молассовой и андезито-дацито-липаритовой формации мощностью от нескольких десятков метров до тысяч метров; только во фронтальной части Чукчагирского синклинория соответствующие отложения представлены мощной (до 2 тыс. м) толщей параллельных моласс.

Как видно из прилож. 2, нижняя и верхняя части геосинклинального комплекса настолько различаются по формационному составу, что могут рассматриваться в качестве **структурных подэтажей**. Предполагаемая суммарная мощность геосинклинальных образований нижнего подэтажа достигает 15—20 тыс. м, верхнего — 15—16 тыс. м. Верхний подэтаж обычно представляет собой заверченный ряд геосинклинальных формаций — от вулканогенно-кремнисто-терригенных через сероцветные терригенные и флишевые до песчаниковой формации. Для нижнего подэтажа характерно преимущественное распространение формаций из группы вулканогенно-кремнисто-терригенных; формации из группы геосинклинальных сероцветных терригенных имеют ограниченное распространение, а терригенный флиш и песчаниковая формация отсутствуют. В обоих подэтажах перерывы и несогласия между структурными ярусами наиболее четко выражаются в пределах Сихотэ-Алинского антиклинория и очень слабо проявляются или вообще не проявляются в осевых зонах Сихотэ-Алинского и Амура-Уссурийского синклинория. Однако для верхнего структурного подэтажа характерно также проявление перерывов и несогласий в краевых зонах синклинориев.

Для обоих подэтажей характерно присутствие перидотит-пироксенит-габбровой интрузивной формации, локализующейся, главным образом, в пределах Сихотэ-Алинского антиклинория и в меньшей степени в зонах глубинных разломов (Даубихинского, Алчанского и др.). Однако, если для палеозойских интрузивных комплексов отмечено преобладающее распространение перидотит-пироксенит-габбровой формации, то для готеривского интрузивного комплекса, входящего в состав верхнего подэтажа, характерно преобладание формации гранитных батолитов. В строении верхнего подэтажа принимают участие также мезозойская щелочно-базальтоидная формация, отсутствующая в составе нижнего подэтажа.

Для обоих структурных подэтажей характерны сильно сжатые линейные складки с круто падающими крыльями, осложненными взбросами, надвигами и мелкой дополнительной складчатостью. Однако открытые складки с относительно пологими крыльями и четко выраженными периклиналями и центриклиналями распространены только в меловом ярусе верхнего подэтажа.

Таким образом, нижний подэтаж охватывает образования, соответствующие ранним стадиям развития геосинклинальной системы; верхний подэтаж охватывает образования, соответствующие более поздним стадиям развития геосинклинальной системы, включая заключительную (предорогенную) стадию. Отсюда вытекает правомерность выделения структурных подэтажей в качестве промежуточных структурно-формационных комплексов; наоборот, выделение их в качестве самостоятельных структурных этажей, соответствующих законченному циклу развития геосинклинальной системы (например, герцинскому и киммерийскому) противоречило бы установленным фактам. Соответственно геосинклинальный комплекс Сихотэ-Алинской складчатой системы должен рассматриваться как единое целое, несмотря ни на широкий стратиграфический диапазон слагающих его образований, ни на их мощность, ни на сложное строение формационных рядов, ни на многочисленность структурных ярусов. Своеобразие этого комплекса, не имеющего аналогов на территории Евразии, свидетельствует о целесообразности выделения его в геологической литературе под наименованием сихотэ-алинского — наряду с верхоянским.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Важнейшими структурными элементами геосинклинального комплекса являются (см. рис. 1) Амура-Уссурийский и Сихотэ-Алинский синклинории и Сихотэ-Алинский антиклинорий.

Амуро-Уссурийский синклиорий [132, 156], ограниченный с запада Куро-Бичинским, с севера Ярки-Акшинским, а с востока Даубихинским глубинными разломами, представляет собой самый крупный по размерам и наиболее полно представленный в пределах описываемой территории элемент Сихотэ-Алинской складчатой системы. Длина его на территории СССР достигает 900 км, ширина 75—200 км. Амурский и Култухинский глубинные разломы разделяют синклиорий на западную (Хехциро-Чаятынскую), осевую и восточную (Бикино-Самурскую) зоны, а Селемджинско-Тумнинская и Улунга-Бикинская поперечные тектонические зоны разделяют его на северную, центральную и южную (центральную) части.

Западная (Хехциро-Чаятынская) зона, ограниченная Куро-Бичинским и Амурским глубинными разломами, сложена палеозойскими* и мезозойскими отложениями. Общее погружение шарнира в северо-восточном направлении предопределяет постепенную смену в этом направлении более древних пород более молодыми.

Средняя часть зоны, охватывающая хр. Вандан, Хабаровские и Воронежские высоты и северо-западную часть хр. Хехцир, представляет собой антиклинорную складчатую структуру, ядро которой сложено вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями палеозоя, нижнего и среднего триаса; верхнетриасовые, ниже- и среднеюрские отложения слагают восточное крыло структуры и вместе с палеозойскими образованиями принимают участие в строении ее северной периклинали. В. В. Бобылев [22] назвал описываемую структуру Ванданско-Хабаровской группой складок, а С. А. Салун [156] — Ванданско-Хабаровским поднятием. В дальнейшем она будет именоваться Вандано-Хабаровским внутригеосинклинальным поднятием. По данным В. В. Бобылева, ядро поднятия представляет собой веерообразно расходящуюся систему длинных (до 75—100 км) и сравнительно узких (6—10 км) антиклинальных и синклинальных складок с круто (50—60°, редко до 80°) падающими крыльями, осложненными дополнительными мелкими складками, сбросами и взбросами небольшой амплитуды. Антиклинальные складки сложены главным образом породами нижней части верхней перми, а синклинали — породами верхней части верхней перми, нижнего и среднего триаса (рис. 10, в). В периклинали поднятия сероцветные терригенные отложения верхнетриасово-юрского структурного яруса выполняют крупную (длиной до 75 км, шириной до 30—40 км) Литовско-Болоньскую синклиналь, крылья которой сложены верхнетриасовыми — нижеюрскими, а ядро — среднеюрскими породами. Западнее и восточнее этой синклинали обособляются асимметричные антиклинали, границащие непосредственно с обрамляющими разломами. Поперечный профиль Вандано-Хабаровского поднятия имеет корытообразный характер. Длина поднятия до 300 км, ширина 50 км.

По системе флексуобразных перегибов, входящих в состав Урмийско-Ботчинской и Селемджинско-Тумнинской поперечных зон, Вандано-Хабаровское поднятие погружается под породы верхнеюрско-валанжинского структурного яруса. От Комсомольска-на-Амуре до с. Киселевка зона имеет асимметричное строение. На западе, вдоль Куро-Бичинской системы разломов, (см. рис. 10, б), обособляется Нижнегоринско-Пильдинское внутригеосинклинальное поднятие, сложенное верхнеюрскими и валанжинскими отложениями и представляющее систему антиклинальных и синклинальных складок длиной от 30 до 60 км и шириной от 5 до 10 км, симметричных, с крутопадающими (60—85°) крыльями; реже встречаются складки асимметричные, наклоненные к северо-западу. Восточнее располагается узкий (5—25 км) Болоньско-Удыльский внутригеосинклинальный прогиб, выполненный на описываемой

* Силурийско-девонские отложения на поверхности не обнажаются.

северо-запад под углом 10—20°, ограниченное с запада и с востока крутопадающими взбросами, входящими в систему Амурского разлома.

На широте южной оконечности оз. Удыль Хехциро-Чаятынская зона (см. рис. 10, а) вновь приобретает симметричный корытообразный поперечный профиль. На западе, примыкая к Куро-Бичинскому разлому, расположена узкая (около 12 км) асимметричная антиклиналь, сложенная флишевыми отложениями валанжина и представляющая собой северную периклинали Нижнегоринско-Пильдинского внутригеосинклинального поднятия; углы падения юго-восточного крыла антиклинали 60—65°, северо-западного — 75—80°. На востоке, вдоль Амурского разлома протягивается Киселевская горст-антиклиналь. Болоньско-Удыльский прогиб шириной около 40 км выполнен породами мелового структурного яруса, образующими систему широких (10—25 км) синклиналей и узких (5—8 км) гребневидных антиклиналей. Длина складок 50—80 км, углы падения крыльев не менее 60° с частыми и резкими ундациями и ундуляциями шарниров. Длина поднятия и прогиба достигает 400—425 км.

По флексуорообразному перегибу, представляющему собой один из элементов Удско-Амгунской поперечной системы северо-западного простирания, прослеживающемуся от верховьев р. Битки до юго-восточного побережья оз. Удыль, все структуры Хехциро-Чаятынской зоны круто погружаются под баррем-апт-альбские отложения Чаятынского внутригеосинклинального прогиба. Последний ограничен с северо-запада Ярки-Акшинским глубинным разломом, имеет длину 100—120 км, ширину около 60 км; простирание его изменяется от 30—40 до 60—70°. Прогиб выполнен сероцветными и песчаниковыми (с примесью пирокластического материала) образованиями не менее 5 тыс. м мелового структурного яруса. Ядра антиклиналей слагают породы уктурской свиты, а мульды — породы удоминской.

В статье, посвященной проблемам тектоники Нижнего Приамурья, Ю. А. Иванов [68] пытается обосновать выделение Орельско-Удыльского позднемезозойского эвгеосинклинального прогиба, протягивающегося в близмеридиональном направлении от Амура до побережья Охотского моря. В состав этого прогиба включаются существенно различные по геологическому строению и набору формаций участки Болоньско-Удыльского прогиба, Нижнегоринско-Пильдинского поднятия, а также фронтальные части Верхнегоринского, Дукинского и Чукчагирского синклинорий, причем игнорируется существование Бичи-Амурского, Пауканского и других разломов, а также прекрасно видный на геологических картах любого масштаба плавный изгиб простирания верхнемеловых структур в хребтах Чаятын и Пуэр. Мы не считаем возможным поддерживать эту гипотезу.

Осевая зона Амуро-Уссурийского синклинория ограничена с запада Амурским, а с востока — Култухинским и Даубихинским разломами. Палеозойские структуры выведены на поверхность только в ее южной (центриклинальной) части; в средней части широко распространены нижнемеловые образования, а в северной — верхнемеловые. Центриклинальная часть в основном расположена вне территории СССР, в связи с чем дать характеристику этого элемента осевой зоны невозможно. Можно отметить обилие разломов северо-восточного, северо-западного и меридионального простирания, разделяющих приподнятые и опущенные тектонические блоки клиновидной формы. В пределах изученных участков центриклинали породы принадлежат второму и третьему структурным ярусам, залегают согласно, связаны постепенным переходом и образуют серию сильно сжатых синклинальных и антиклинальных складок северо-восточного (35—45°) простирания длиной до 40 км и шириной 5—10 км с углами падения крыльев 50—80°. Крылья осложнены многочисленными дополнительными складками. Породы пятого структурного яруса

турного яруса представлены верхнеюрской култухинской свитой, выполняют Култухинскую сложную синклиналь [100], расположенную вдоль одноименного разлома. Породы в ее пределах собраны в косые и опрокинутые на северо-запад складки с падением крыльев 20—70°.

По Улунга-Бикинской системе разломов происходит быстрое погружение палеозойских образований под мезозойские. К югу от хр. Б. Хехцир и истоков р. Немпту поперечный профиль осевой зоны имеет в общем симметричное строение. Вдоль Амурского и Култухинского разломов на поверхность выведены флишеидные отложения валанжина, а местами и вулканогенно-кремнистые образования верхней юры. Выше, без видимого несогласия, но с конгломератами в основании, залегают породы уктурской свиты, имеющие в этой части синклинория наиболее широкое распространение. Верхнеюрские и нижнемеловые отложения повсеместно смяты в относительно короткие (30—60 км), узкие (4—6 км), сильно сжатые (углы падения в крыльях не менее 50—60°) складки, осложненные дополнительной складчатостью и взбросами. Расположение их кулисообразное. По оси синклинория обособляется крупная (длиной до 100 км и шириной до 20 км) Вяземско-Дормидонтовская синклиналь, выполненная сеноман-туронскими отложениями. Падение пород в ее крыльях около 40°, в днище 8—10°.

К северу от хр. Хехцир, в районе оз. Петропавловского ось антиклинали, протягивающейся вдоль Амурского глубинного разлома, испытывает виргацию; одна из ее ветвей, подчиняясь простиранию Амурского разлома, отклоняется к северу и периклинально погружается в районе юго-восточной оконечности оз. Болонь; вторая ветвь, отклоняющаяся в восточном направлении, косо пересекает всю структуру осевой зоны, соединяясь с антиклиналью, прослеживающейся вдоль Даубихинского глубинного разлома. В результате глубокий прогиб, к которому приурочены Вяземско-Дормидонтовская и подобная ей Синдинско-Маноминская синклинали, выполненные верхнемеловыми отложениями, в районе нижнего течения р. Гур срезается Даубихинским разломом. В то же время узкий вначале прогиб, разделивший в районе оз. Петропавловского две ветви антиклинали, по мере общего погружения шарнира структуры расширяется и уже на широте оз. Болонь оказывается выполненным верхнемеловыми (сеноман-туронскими) сероцветными песчано-алевролитовыми и песчаниковыми образованиями. К северу от линии пос. Джуэн — пос. Троицкое ширина осевой зоны синклинория уменьшается, достигая на участке пересечения с Селемджинско-Тумнинской поперечной тектонической зоной минимального значения (40—50 км). Поперечный профиль зоны здесь приближается к симметричному: вдоль ограничивающих разломов обособляются антиклинали, сложенные сероцветными отложениями уктурской свиты, между которыми располагается прогиб, выполненный верхнемеловыми песчано-алевролитовыми и песчаниковыми образованиями.

Севернее Селемджинско-Тумнинской поперечной зоны ширина осевой зоны увеличивается до 60—70 км, она выполнена смятыми в линейные складки породами мелового структурного яруса, причем в ядрах синклиналей обычно лежат породы верхнеудоминской подсвиты, а ядра антиклиналей сложены ларгасинской, реже уктурской свитой. Складки слабо сжатые с падением пород в крыльях от 30 до 70°; простирание складок вблизи Амурского разлома СВ 30°, вблизи Даубихинского разлома СВ 40°. Намечается веерообразное расхождение складок при общей тенденции к погружению шарнира в северо-восточном направлении, обуславливающей постепенное уменьшение ширины антиклиналей и увеличение ширины синклиналей. Е. Б. Бельтнев указывает на асимметричность складок (крутое до 70° падение юго-восточных и пологое не более 30° падение северо-западных крыльев).

Восточная (Бикино-Самурская) зона ограничена с запада Култухинским, а с востока Алчанским и Даубихинским глубинными разломами. Длина ее (на территории СССР) не превышает 420—430 км, ширина 20—25 км в нижнем течении Бикина и Уссури, 10—15 км в бассейне Мухена и Немпту; в междуречье Анюй — Манома зона выклинивается. В южной части она сложена вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями самурской серии, смятыми в сильно сжатые линейные складки. И. И. Берсенев и Ф. Р. Лихт выделяют здесь Самурскую и Хайсанскую антиклинали длиной 35—40 и шириной 6—8 км, осложненные дополнительными складками, наклоненными на северо-запад, а также продольными и поперечными разломами. Вся структура постепенно погружается на северо-восток, вследствие чего на правобережье р. Матай на поверхности распространены породы джаурской свиты верхнего триаса, имеющие такой же состав и так же сложно дислоцированные, как и породы самурской серии. Складки наклонены на северо-запад, осложнены мелкими дополнительными складками и разрывными нарушениями; очень характерны ундации и ундуляции шарниров, сопровождающиеся виргацией осей; длина складок 30—35 км, ширина 5—8 км. На правобережье Матая и в верховьях Обора на породах джаурской свиты трансгрессивно и несогласно залегают слабо дислоцированные баррем-альбские отложения, заключающие фауну моллюсков и отпечатки ископаемых растений. Выходы пород джаурской свиты прослеживаются на север, до левого берега Анюя.

Функцию границ между тремя зонами Амуро-Уссурийского синклинория выполняют Амурский и Култухинский глубинные разломы.

Амурский разлом, выделенный Л. И. Красным [80], прослеживается только на советской территории на 700 км. В восточной части хребта Хехцир разлом представлен мощной (до 100 м) зоной дробления, по которой нижнемеловые (валанжинские и баррем-альбские) отложения приведены в соприкосновение с вулканогенно-кремнистыми породами верхнего триаса — нижней юры. Эта же зона обнажается на северо-западном побережье оз. Петропавловского. На правобережье Амура севернее р. Гур разлом четко контролирует долины малых рек, а между селами Нижне-Тамбовское и Киселевка — и долину Амура. Северный отрезок разлома фиксируется Киселевской горст-антиклиналью. Имеются основания считать, что плоскость разлома круто (под углом 70—80°) наклонена к западу, а структуры Хехцирско-Чаятынской зоны несколько надвинуты по ней на структуры осевой зоны.

Култухинский разлом, выделенный в 1965 г. Ф. Р. Лихтом и Б. Я. Чернышом, слабо обнажен и вследствие этого недостаточно изучен. На юге он контролирует долину Култухе, разделяя при этом два блока палеозойских пород, один из которых принадлежит осевой, а другой — Самуро-Бикинской зоне. В среднем течении Матая разлом отделяет распространенные в Самуро-Бикинской зоне породы верхнего триаса от верхнеюрских и валанжинских образований осевой зоны. В междуречье Мухена и Немпту к разлому приурочены интрузии позднемеловых гранитоидов и миоценовая кальдера «Тигровый дом». В междуречье Анюй — Манома Култухинский разлом причленяется к Даубихинскому. Анализ геологической карты свидетельствует о крутом, слабо наклоненном к востоку, падении плоскости сместителя.

Сихотэ-Алинский антиклинорий, выделенный под этим наименованием Г. П. Воларовичем и В. З. Скороходом [46], занимает центральное положение среди структур Сихотэ-Алинской складчатой системы; на востоке он на всем протяжении граничит с одноименным синклинорием, на северо-западе — с Амуро-Уссурийским синклинорием, на юго-западе с Ханкайским массивом.

Западную и восточную границы антиклинория образуют соответственно Даубихинский и Центральный Сихотэ-Алинский глубинные раз-

ломы. **Даубихинский разлом** прослеживается на север до пересечения с Анюем, где к нему причленяются Култухинский и более молодой — Хорский разломы. На участке между Анюем и Гуром все три разлома представляют единую мощную зону, вмещающую крупные интрузивные массивы раннемелового (Горбилинский массив) и позднемелового (Богбасинский массив) возраста. В бассейне Гура эта зона разветвляется на три ветви. Западная, контролирующая меридиональный участок долины Гура и секущая под острым углом структуры Амуро-Уссурийского синклинория, рассматривается нами как северное продолжение Хорского разлома. Восточная ветвь, контролирующая северную часть Горбилинского массива и группу позднемеловых интрузий в бассейне Нижней Удоми, прослеживается далее на СВ 40° до р. Муты, ограничивая с востока четко выдержанную синклиналиную структуру, выполненную породами ларгасинской свиты; эта ветвь, по нашему мнению, и представляет северное продолжение Даубихинского разлома и, соответственно, границу между антиклинорием и Амуро-Уссурийским синклинорием. Третья, средняя ветвь, простирающаяся на СВ 30° и контролирующая Тумнинский массив позднемеловых гранитоидов, осложняет структуру синклинория.

Еще более затруднительным является прослеживание в пределах Среднего и Северного Сихотэ-Алиня **Центрального Сихотэ-Алинского разлома** [10, 51]. Причиной этого является наложение на его южную часть Хорского разлома, хорошо выраженного в современном рельефе. Поэтому многие геологи идентифицировали часть Хорского разлома, расположенную между Бикином и меридиональным участком долины Хора с Центральным Сихотэ-Алинским разломом и проводили по ней восточную границу Сихотэ-Алинского антиклинория, несмотря на то, что при таком способе проведения эта граница пересекала под косым углом структуру антиклинория, разделяя геологически однородные поля, сложные разновозрастными и сходными по формационному составу и по мощности образованиями. По нашему мнению, Центральный Сихотэ-Алинский разлом севернее Бикина следует проводить в направлении СВ $30-40^\circ$, идентифицируя его с круто (практически вертикально) падающим Катэн-Коппинским разломом [197] *. Принимая этот вариант проведения восточной границы антиклинория, мы опираемся на следующие соображения: 1) на всем своем протяжении эта граница отделяет сложные структуры антиклинория, изменяющие свое простираение от почти меридионального до северо-восточного, от сравнительно простых структур Сихотэ-Алинского синклинория, сохраняющих выдержанное простираение СВ 30° ; 2) все гранито-батолитовые интрузии раннемелового (готеривского) возраста остаются в пределах антиклинория, где четко проявились предбарремские тектонические движения (см. прилож. 2), тогда как в осевой зоне Сихотэ-Алинского синклинория в раннем мелу непрерывно продолжалась седиментация; 3) контролирующая роль Катэн-Коппинского (или, точнее, Центрального Сихотэ-Алинского) разлома в отношении позднемеловых и кайнозойских интрузий и вулканитов проявляется не менее четко, чем у Даубихинского и других разломов такого же ранга.

Единственное возражение против проведения восточной границы антиклинория по Катэн-Коппинскому разлому может заключаться в том, что при этом возрастает роль мезозойских (в том числе меловых) образований в структуре антиклинория. Однако в условиях повсеместно наблюдаемого в пределах Сихотэ-Алинской системы погружения зеркала складчатости на северо-восток было бы нелогичным ожидать, что структура антиклинория составит исключение в этом отношении. Ведь именно

* При этом в состав антиклинория включается Северо-Сихотэ-Алинская зона, в понимании Э. П. Изоха [69].

в пределах антиклинория проявляется резкая изменчивость состава и мощности мезозойских образований вкрест простирания и по простиранию; кроме того, здесь отмечаются не только широко распространенные перерывы в основании верхнего триаса, верхней юры и баррема, но и не проявляющиеся в сопредельных структурах несогласия в основании валанжина, ларгасинской и удоминской свит (см. прилож. 2).

После пересечения с Селемджинско-Тумнинской поперечной зоной восточная граница антиклинория изменяет свое простирание на меридиональное, и в виде региональной флексуры с опущенным восточным крылом прослеживается до р. Муты, где, по-видимому, происходит ее сочленение с Даубихинским разломом. В описанных границах длина антиклинория достигает 950 км, ширина его в Южном Сихотэ-Алине не превышает 30 км, в Среднем — возрастает до 100 км, а в Северном Сихотэ-Алине вновь быстро уменьшается до полного выклинивания.

Южнее Бикина антиклинорий сложен главным образом образованиями нижнего подэтажа (в первую очередь, двух нижних структурных ярусов), смятыми в узкие, сильно сжатые складки. Как отметил еще П. Н. Кропоткин [88], вблизи западной границы антиклинория складки запрокинуты к западу, а вблизи восточной — к востоку, что придает поперечному профилю антиклинория веерообразный характер. Подробное описание этой части антиклинория, выполненное И. И. Берсеневым [53, с. 564—570], не нуждается в пересказе. Уже в южной части антиклинория намечается поперечная асимметрия, обусловленная смещением тудовакской антиклинали к западной границе антиклинория, в то время как вблизи его восточной границы расположилась синклинальная Сандагоу-Украинская подзона.

Эта асимметрия значительно более резко проявляется в строении средней части антиклинория, где антиклинальные структуры, сложенные верхнепалеозойскими образованиями, локализуются вдоль западной границы антиклинория. Ширина зоны распространения палеозойских образований, которую удобно именовать осевой зоной антиклинория, составляет 30—40 км; породы смяты в линейные складки длиной 75—100 км и шириной 10 км с падением слоев в крыльях от 75 до 90°. Ядра синклиналей сложены породами верхней перми, в ядрах антиклиналей местами обнажаются верхне- и среднекаменноугольные отложения. Местами (низовья Катэна и Чукена) вследствие погружения шарнира антиклинория синклинальные складки расширяются, образуя сложные сдвоенные (иногда и строенные) структуры. На участках, где шарнир антиклинория воздымается (междуречье Бикина и Катэна, верховья Хора и Тормасу), наблюдается глубокий размыв верхнепермских образований. Породы верхнего подэтажа в пределах осевой зоны выполняют отдельные грабен-синклинали, наложенные на палеозойские структуры.

К северу от долины Анюя, вследствие общего погружения шарнира антиклинория, сопровождающегося изменением простирания складок до СВ 40°, в осевой зоне распространены верхнетриасово-юрские отложения, в то время как верхнеюрско-валанжинские образования слагают его западное и в особенности восточное крыло. Последнее прослеживается от долины Бикина до междуречья Хуту и Акура; ширина его на юге не превышает 10—15 км, на севере достигает 75 км. Почти на всем своем протяжении оно сложено вулканогенно-кремнистыми и сероцветными терригенными образованиями верхнего триаса и юры, мощность которых постепенно возрастает с 2 тыс. м на юге до 5,5 тыс. м на севере. В том же направлении сокращаются (вплоть до полного исчезновения) размыв и несогласие в основании верхней юры. Нижнемеловые отложения, залегающие согласно на верхней юре, вначале (в бассейне Сукпая и Самарги) локализуются в узкой шовной зоне, сопровож-

дающей Центральный Сихотэ-Алинский разлом. На водоразделе Коппи и Анюя и далее к северо-востоку эта зона расширяется до 25—35 км; мощность нижнемеловых отложений (включая баррем-альбские) возрастает здесь до 6—8 тыс. м (рис. 11). Именно в пределах восточного крыла, вблизи устья Гобилли, расположен Анюйский выступ складчатого основания размером 15×30 км, ориентированный согласно с простиранием мезозойских образований, сложенный слюдяными и амфиболовыми сланцами, филлитами и кварцитами, прорванными раннепалеозойскими метабазитами и плагиогранитами; граниты окаймлены гнейсами (456 млн. лет), мигматитами и амфиболитами, в которых, по данным М. В. Мартынюка, повсеместно проявлены признаки диафтореза, связанного с внедрением ранне- и позднемеловых гранитоидов.

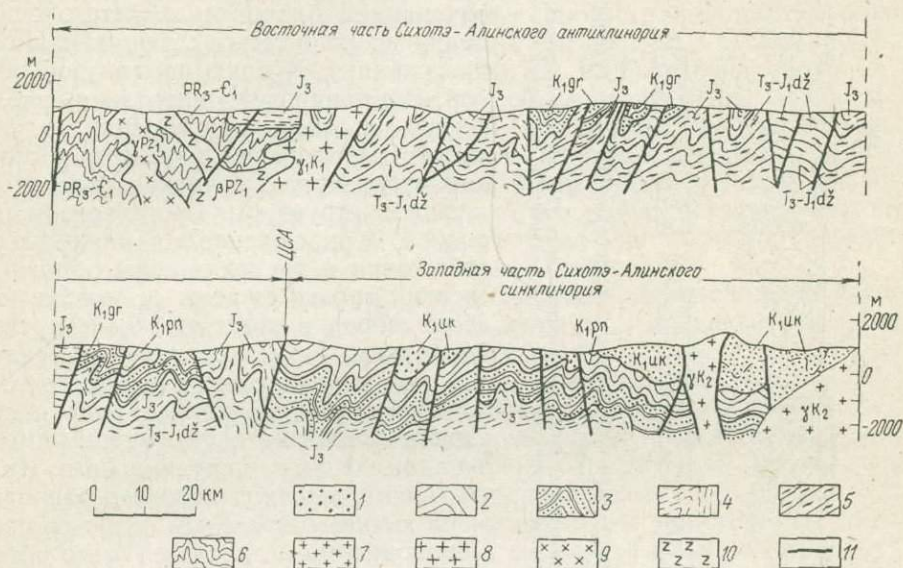


Рис. 11. Геологический разрез в верховьях рек Гобилли и Буту (по М. В. Мартынюку, с изменениями).

1 — уктурская свита; 2 — пионерская свита; 3 — горинская свита; 4 — верхняя юра; 5 — джаурская свита; 6 — верхний протерозой — нижний кембрий нерасчлененные; 7—9 — гранитоиды: 7 — поздне-меловые, 8 — раннемеловые, 9 — раннепалеозойские; 10 — раннепалеозойские базиты и гипербазиты; 11 — разрывные нарушения

Примечание: Несогласие в основании уктурской и горинской свит показано ошибочно.

Характерной чертой складчатой структуры мезозоя восточного крыла антиклинория является чередование зон развития линейной складчатости, где узкие, запрокинутые на юго-восток складки сочетаются с продольными взбросо-надвигами, с участками пологого залегания пород, где углы падения не превышают 15—20°.

Таким образом, вырисовывается сложное строение средней части антиклинория — со смещенной к западу осевой зоной, редуцированным западным и хорошо развитым восточным крылом. По Хорскому разлому, пересекающему эту структуру в меридиональном направлении, ее юго-западная часть опущена, а северо-восточная приподнята; в зоне Хорского разлома и к западу от нее располагаются многочисленные дайковые тела раннемеловых пироксенитов. Оперяющую этот разлом с востока серию разрывных нарушений Н. А. Беляевский, Ю. Я. Громов и Л. А. Баскакова [14] рассматривают в качестве «структуры конского хвоста». По их мнению, образование этой системы связано с горизонтальными растягивающими усилиями, направленными на юго-запад.

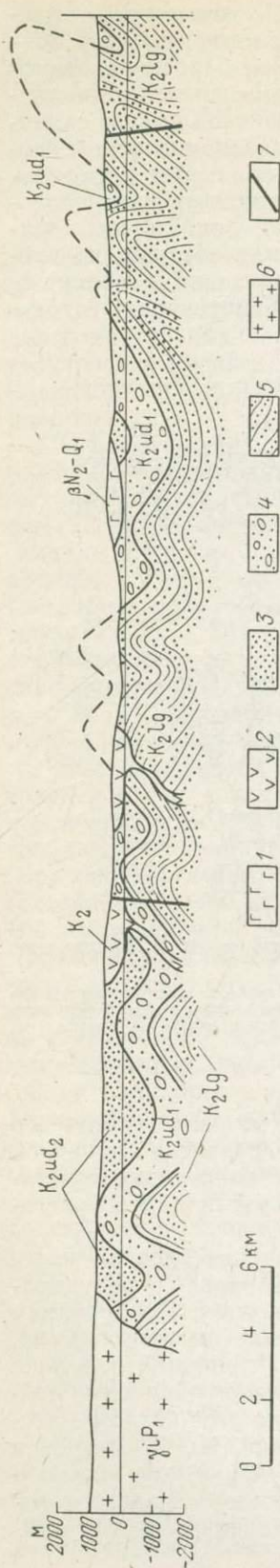


Рис. 12. Геологический разрез через периклиналь Сихотэ-Алинского антиклинория по правобережью реки Тумнин (по Е. Б. Бельгеву, с изменениями).

1 — плиоцен-четвертичные базальты; 2 — вулканогенные образования верхнего мела; 3—4 — удоминская свита (3 — верхняя подсвита, 4 — нижняя); 5 — ларгасинская свита; 6 — лейкократовые граниты верхнеудоминской серии; 7 — тектонические нарушения

Границей между средней и северной частями антиклинория служит Селемджинско-Тумнинская поперечная тектоническая зона, достигающая здесь ширины 35—40 км. В ее пределах отмечается повсеместное погружение верхнетриасовых, ниже- и среднеюрских образований под верхнеюрские и валанжинские, а последние, в свою очередь, погружаются под баррем-альбские и верхнемеловые отложения. Погружение имеет ступенчатый характер, обусловленный неравномерным опусканием блоков складчатого основания по разломам северо-западного простирания. К описываемой поперечной зоне приурочены интрузивные тела северо-западного простирания (в том числе Дюкалинский массив и восточная часть Хуту-Джаурского массива), а также структуры орогенного комплекса. Верхнеюрские и валанжинские отложения в пределах зоны образуют систему сильно сжатых (с углами падения пород в крыльях 70—80°) синклинальных и антиклинальных складок, погружающихся на северо-восток.

Северная (периклинальная) часть Сихотэ-Алинского антиклинория имеет в плане форму неправильного треугольника, вершина которого расположена южнее озера Кизи. Ядро ее сложено юрскими и валанжинскими образованиями, сохраняющими структурный план, характерный для Селемджинско-Тумнинской поперечной зоны, а свод — образованиями мелового структурного яруса, смятыми в гребневидно-коробчатые складки (рис. 12). В отличие от осевых зон синклинориев, где внутри этого структурного яруса не отмечается ни перерывов, ни несогласий, в северной части антиклинория удоминская свита залегает с размывом на ларгасинской, а ларгасинская — с размывом на уктурской.

Отложениями мелового структурного яруса сложены три крупные (шириной до 20—25 км) антиклинали (Тумнино-Чичимарская длиной 75 км, Унинская и Мулинская длиной 20 км), разделенные двумя синклинальными структурами — Айской и Садуингурской. Ядра антиклиналей слагают породы ларгасинской и уктурской свит. Тумнино-Чичимарская антиклиналь, граничащая с Даубихинским разломом, имеет простирание СВ. 40°.

Уининская и Мулинская СВ. 20—30°. Все они погружаются на северо-восток, при этом Уининская антиклиналь в междуречье Уини и Аты разделяется на три антиклинали второго порядка шириной 5—6 км каждая. Вследствие погружения антиклиналей севернее Тумнина синклинальные складки сливаются в единую структуру, которую автор [156] называл Нижне-Амурским синклинальным прогибом. Как антиклинальные, так и синклинальные структуры осложнены многочисленными дополнительными складками.

Сихотэ-Алинский синклиний (Сихотэ-Алинская синклинальная область по А. З. Лазареву, главный синклиний Сихотэ-Алиня по П. Н. Кропоткину, Тетюхинский прогиб, по Н. А. Беляевскому) ограниченный с запада Центральным Сихотэ-Алинским, с юго-востока Восточным Сихотэ-Алинским и с востока Монеронским глубинными разломами, занимает восточную часть одноименной горной страны от м. Островного на юге до м. Лазарева на севере. Длина его 900 км; максимальная ширина (на широте р. Бикин) около 180 км, минимальная около 75 км. Северная часть синклинория и значительные площади на востоке и юге перекрыты образованиями орогенного комплекса, что в значительной мере затрудняет изучение его строения. Подобно Амуру-Уссурийскому синклинорию, Сихотэ-Алинский синклиний разделен Колумбинским и Прибрежным глубинными разломами на западную, осевую и восточную зоны, а Улунга-Бикинской и Селемджинско-Тумнинской поперечными зонами — на южную, среднюю и северную части.

Западная зона синклинория в его южной части сложена главным образом триасовыми и юрскими отложениями, в средней части верхнеюрскими и валанжинскими. Ширина ее на юге 75 км, в средней части не превышает 30 км. Южная часть зоны описывалась нами [156] под наименованием Сидатунского антиклинального поднятия. В последние годы эта структура детально изучена геологами Приморского геологического управления и названа Татибинским выступом. В дальнейшем целесообразно называть поднятие Сидатуно-Татибинским. Оно ограничено на северо-востоке разломом близширотного простирания, являющимся, по-видимому, одним из элементов Улунга-Бикинской поперечной зоны; на северо-западе Центральным Сихотэ-Алинским разломом и на юго-востоке Колумбинским разломом. Его северо-западная часть (Татибинский жесткий блок, по А. И. Бурдэ) сложена верхнепермскими, триасовыми и юрскими породами, смятыми в линейные складки, простирающиеся на СВ 40—45°, с крутыми (60—80°), нередко запрокинутыми крыльями; породы валанжина, несогласно налегающие на более древние образования, слагают простые складки, приближающиеся к брахисинклиналям, с падением крыльев 30—60°. Юго-восточная часть поднятия, описанная А. И. Бурга [53, с. 576—575] под наименованием Арму-Иманского района, представляет собой систему синклинальных и антиклинальных складок, выдержанных по простиранию (СВ. 30—40°), длиной 35—70 км, погружающихся на северо-восток и наклоненных на северо-запад (так что северо-западные крылья нередко оказываются в запрокинутом залегании).

Иной характер имеет западная зона в средней части синклинория, именуемая Сукпайско-Гурским поднятием. Оно представляет собой систему крупных (длиной до 200 и шириной до 30 км) антиклинальных структур, западные крылья которых в большей или меньшей степени срезаны Центральным Сихотэ-Алинским разломом. Преобладающее простирание антиклиналей СВ 40—50°, так что оси их расположены под углом 5—10° по отношению к разлому. Ядра структур сложены породами верхней юры и берриаса, на крыльях залегают валанжинские отложения, а узкие синклинальные прогибы, разделяющие антиклинали, выполнены поздневаланжинскими и местами баррем-альбскими образованиями. Крупные структуры осложнены дополнительными складками,

сильно сжатыми (углы падения крыльев $60-80^\circ$), с виргирующими осями и ундулирующими шарнирами. В пределах Селемджинско-Тумнинской поперечной зоны породы верхнеюрско-валанжинского структурного яруса погружаются под образования мелового яруса, так что в северной части Сихотэ-Алинского синклинория западная зона не выделяется.

Центральный Сихотэ-Алинский разлом в пределах южной части синклинория представляет надвиговую зону шириной 3—4 км с наклоном поверхности скола под углом $75-80^\circ$ к юго-западу (т. е. в сторону Сихотэ-Алинского антиклинория). Характеристика его северной части приведена при описании границ антиклинория. **Колумбинский разлом** представлен, по имеющимся данным, надвиговой зоной с поверхностью скола, падающей под углом 70° на северо-запад; мощность зоны дробленых и рассланцованных пород 200—400 м.

Осевая зона Сихотэ-Алинского синклинория на всем протяжении выполнена меловыми отложениями — нижнемеловыми на юге и верхнемеловыми на севере. Южная часть зоны, ограниченная с запада Колумбинским, а с востока Прибрежным (по И. И. Берсеневу) * глубинным разломами, имеет длину до 400 км, ширину не более 40—50 км; южная центриклиналь расположена в бассейне р. Заповедной. Складчатая структура характеризуется преобладанием сильно сжатых линейных складок длиной 50—80 км и шириной 6—20 км. Крылья складок падают под углом $60-80^\circ$, вдоль западной границы складки запрокинуты к юго-востоку.

Хотя севернее долины Бикина ширина осевой зоны увеличивается до 100—120 км, характер ее строения почти не изменяется. Геологи, изучавшие эту часть зоны, отмечают повсеместное распространение сильно сжатых, преимущественно прямых линейных складок, с углами падения крыльев от 50 до 80° , простирающихся на СВ $40-50^\circ$. На севере, после пересечения с Селемджинско-Тумнинским поперечным разломом, простираение структур изменяется на меридиональное. Более подробных сведений о строении северной части зоны мы не можем привести вследствие повсеместного перекрытия ее образованиями орогенного комплекса.

Восточная зона Сихотэ-Алинского синклинория (Прибрежная антиклинальная зона, по П. Н. Кропоткину и И. И. Берсеневу, Ольго-Тетюхинское антиклинальное поднятие, по С. А. Салу) достоверно выделяется только в южной части синклинория, протягиваясь на 500 км от южного побережья до бассейна р. Кемы. В пределы среднего Сихотэ-Алиния поднятие заходит лишь своей северной периклиналью, полностью перекрытой породами орогенного комплекса. В южном Сихотэ-Алине максимальная ширина зоны достигает 90 км. В строении зоны принимают участие осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования каменноугольного, пермского, триасового, юрского и раннемелового (берриасового) возраста общей мощностью 6—7 тыс. м. Наиболее значительные несогласия зафиксированы в основании чандалазского горизонта верхней перми и верхнего триаса; предполагается, что в северной части зоны (к северу от р. Рудной), по мере погружения шарнира разрез ее постепенно наращивается, а несогласия могут выклиниваться. Складчатая структура Прибрежной зоны отличается сложностью, повсеместно проявляющейся тенденцией к запрокидыванию складок на северо-запад и широким распространением взбросов и надвигов с плоскостями скола, падающими на юго-восток. Прибрежный разлом, ограничивающий зону с северо-запада, представляет собой надвиг, по которому палеозойские и мезозойские образования надвинуты на меловые отложения осевой зоны [53, стр. 602]. К северу от Улунга-Бикинского поперечного разлома восточная зона не прослеживается, хотя некоторые

* Автор в 1946 г. назвал этот разлом Тетюхинско-Кавалеровским надвигом.

геологи допускают наличие шовной антиклинальной структуры, сопровождающей Восточный Сихотэ-Алинский разлом в северной части Японского моря. П. Н. Кропоткин, Н. А. Беляевский и И. И. Берсенев исключают Прибрежную зону из состава Сихотэ-Алинского синклинория, рассматривая ее как самостоятельную структуру того же ранга, что и Сихотэ-Алинский антиклинорий. По нашему мнению, тот факт, что уже на широте пос. Терней граница между осевой и восточной зоной проявляется очень слабо, свидетельствует, что мы имеем дело с внутригеосинклинальным поднятием, сопоставимым с Вандано-Хабаровским.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

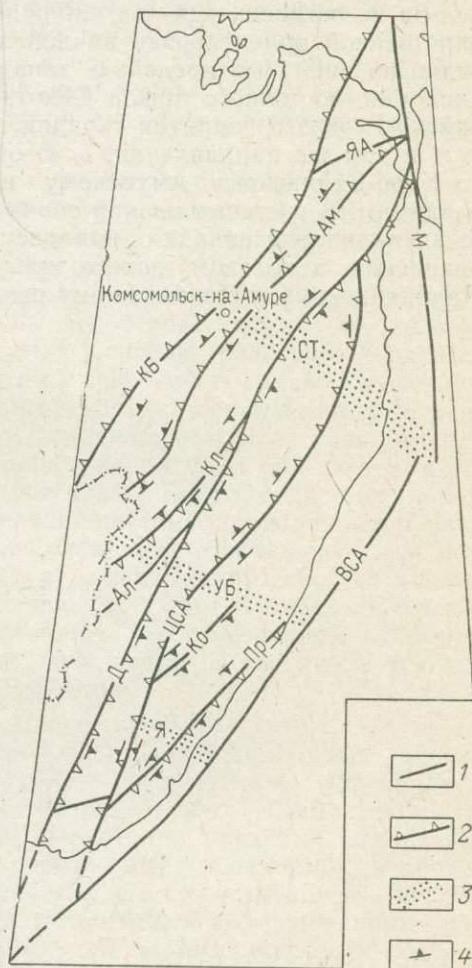
Изложенный в предыдущих разделах фактический материал показывает важную, определяющую роль глубинных разломов в формировании структур. Куро-Бичинский, Яркий-Акшинский, Монеронский, Во-

Рис. 13. Схема ориентировки плоскости сместителя главнейших взбросов и надвигов и осевых плоскостей складок геосинклинального комплекса.

1 — глубинные разломы; 2 — направление падения сместителя; 3 — поперечные тектонические зоны; 4 — преобладающее направление падения осевых плоскостей наклоненных и запрокинутых складок

сточный Сихотэ-Алинский, Даубихинский и Алчанский разломы образуют границы Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы; Даубихинский разлом (в своей северной части) и Центральный Сихотэ-Алинский разлом отделяют Сихотэ-Алинский антиклинорий от Амуро-Уссурийского и Сихотэ-Алинского синклинория; Амурский, Култухинский, Колумбинский и Прибрежный разломы отделяют осевые зоны синклинория от фланговых.

Поперечные тектонические зоны северо-западного и широтного простирания, выделявшиеся ранее как зоны повышенной трещиноватости [147], сопровождающейся погружением шарниров складчатых структур, в ряде случаев имеют огромную длительность развития, сопоставимую с длительностью развития Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы. **Селемджинско-Тумнинская** поперечная зона оказывает значительное влияние на все крупнейшие структуры геосинклинального комплекса, а также на многие продольные разломы. Она обуславливает резкое погружение шарнира Хехциро-Чаятынской зоны, изменение простирания и ширины осевой зоны и выклинивание Бикино-Самурской зоны Амуро-Уссурийского синклинория, разветвление и изменение простирания Даубихинского разлома, погружение структур Сихотэ-Алинского антиклинория и изменение простирания Центрального Сихотэ-Алинского разлома, погружение Сукпайско-Гурского поднятия и изменение простирания осевой



зоны Сихотэ-Алинского синклинория. Улунга-Бикинская поперечная зона обуславливает флексуобразное погружение шарнира осевой и Бикино-Самурской зон Амура-Уссурийского синклинория, Сихотэ-Алинского антиклинория, Сидатуно-Татибинской и Прибрежной зон Сихотэ-Алинского синклинория, изменение простирания Центрального Сихотэ-Алинского и затухание Колумбинского и Прибрежного разломов. *Формирование повсеместно наблюдающегося погружения зеркала складчатости к северо-востоку в значительной мере определяется воздействием поперечных тектонических зон.*

Закономерная расчлененность досреднепалеозойского фундамента оказала глубокое влияние на морфологию и на процесс формирования геосинклинальных структур, *вследствие чего последние должны рассматриваться как складчато-глыбовые или складчато-блоковые с самого своего возникновения.*

Говоря об общих чертах структуры геосинклинального комплекса, нельзя не остановиться на наблюдающихся закономерностях в пространственной ориентировке наклоненных и опрокинутых складок. Как видно на рис. 13, в пределах западной зоны Амура-Уссурийского синклинория, восточного крыла Сихотэ-Алинского антиклинория и Сукпайско-Гурского поднятия складки наклонены к востоку и юго-востоку, т. е. в том же направлении, в котором происходило перемещение масс по Куро-Бичинскому, Амурскому и Центральному Сихотэ-Алинскому разломам. В восточных зонах обоих синклинориев и на западном фланге антиклинория складки наклонены к северо-западу — в том же направлении, в котором происходило перемещение по Култухинскому, Даубихинскому и Прибрежному разломам.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРУКТУР

Наличие многочисленных работ, анализирующих геологическую историю Приморья и Приамурья в палеозое и мезозое [12, 13, 21, 22, 43, 63, 80, 83, 88, 90, 152, 169 и др.] позволяет нам ограничиться лишь сжатым изложением истории формирования структурно-формационных комплексов и тектонических структур.

Как отмечалось выше, в течение раннего палеозоя эпибайкальский Амурский квазикратон испытывал общее поднятие, сопровождавшееся внедрением интрузий разнообразного состава, о чем, в частности, свидетельствует присутствие плагиогранитов с абс. возрастом 443—488 млн. лет в пределах Анюйского выступа и биотитовых гранитов с абс. возрастом 420—460 млн. лет в пределах Ханкайского массива. К концу раннего палеозоя на месте, занимаемом ныне Сихотэ-Алинской системой, располагалась обширная сводовая структура, подвергавшаяся размыву.

В среднем палеозое произошла коренная перестройка тектонического режима, приведшая к распадению Амурского квазикратона на отдельные блоки. Состав, мощность и характер дислокаций кордонкинской свиты убедительно свидетельствуют о том, что уже в венлокское время к западу от Ханкайского массива заложилась Амуро-Уссурийская геосинклиналь. С другой стороны, то обстоятельство, что на южную часть Хингано-Буреинского массива морская трансгрессия распространилась только в раннем девоне, а на северную — только в среднем девоне, показывает, что процесс формирования геосинклинального прогиба был длительным, а оформление ограничивающих ее разломов закончилось в середине девонского периода; вероятно, в это же время заложилась и Сихотэ-Алинская геосинклиналь. В целом процесс заложения Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы продолжался в течение позднесилурийской и раннедевонской эпох, т. е. не менее 30 млн. лет. Своеобразная, напоминающая структуру «ласточкиного хвоста» конфигурация системы разломов, ограничивающих Сихотэ-Алинскую геосинклинальную систему, свидетельствует о том, что образование разломов связано с растягивающими усилиями, возникновение которых в условиях воздымающегося свода вполне естественно.

В это же время испытали перестройку тектонического плана периферические части Амурского квазикратона и граничащие с ним геосинклинали. В пределах Удско-Шантарской эвгеосинклинали обособились внутригеосинклинальные поднятия (Южно-Удское, Шантарское) и прогибы (Феклистовский, Тугурский). Некоторые признаки свидетельствуют также о начавшейся тектонической дифференциации в пределах Восточно-Сахалинской геосинклинали, где накапливались породы вальзинской серии. Отдельные блоки (Малый Хинган, центральные части Ханкайского и Япономорского массивов) поднимались или сохранялись в приподнятом положении, образуя выступы складчатого основания.

В начале живетского века опускания и сопровождающая их трансгрессия моря достигли максимума. В пределах Сихотэ-Алинской и, вероятно, Амуро-Уссурийской геосинклиналей в это время накапливались кремнисто-сланцевые отложения, свидетельствующие о том, что прогибание не компенсировалось осадконакоплением и, соответственно, о слабой дифференциации тектонического рельефа. Такой характер развития, получивший от Р. Трюмпи [212] наименование лептогеосинклинального,

по свидетельству В. Е. Хаина [189], нередко предшествует эвгеосинклинальному развитию.

К западу от Куро-Бичинского разлома в Амгунско-Горинском прогибе формировались сравнительно маломощные терригенные и карбонатно-терригенные осадки, местами (особенно в западной части прогиба) приближающиеся к платформенным. Маломощные терригенно-карбонатные и карбонатные осадки накапливались также на восточной окраине Япономорского массива и в Шевли-Аянской миегеосинклинали. Более дифференцированный характер имела среднедевонская седиментация в пределах Удско-Шантарской геосинклинали. По данным В. Б. Караулова, начало среднего девона здесь ознаменовалось формированием интенсивно расчлененного тектонического рельефа, обусловившего резкою изменчивость фаций и мощностей и широкое распространение подводно-оползневых образований вдоль границ Феклистовского прогиба; в Тугурском прогибе преобладали нисходящие движения, о чем свидетельствует более однородный (преимущественно терригенный) состав осадков. В конце живетского века наметилась частичная регрессия моря, обусловившая широкое распространение внутриформационных конгломератов в верхнеживетских отложениях Феклистовского и Тугурского прогибов. Восходящие движения распространились в позднем девоне на всю рассматриваемую территорию. В пределах Удско-Шантарской эвгеосинклинали и Шевли-Аянской миегеосинклинали в начале позднедевонской эпохи имела место кратковременная трансгрессия, сравнительно быстро сменявшаяся регрессией. К концу девона море полностью регрессировало из Шевли-Аянской миегеосинклинали; к этому же времени полностью оформилась складчатая структура Шевли-Аянского синклиория, Южно-Удского и Шантарского антиклинальных поднятий. В течение раннекаменноугольной эпохи в пределах Удско-Шантарской геосинклинали сохранились Феклистовский и Тугурский остаточные прогибы. В первом наряду с терригенными накапливались мощные пакки вулканогенно-кремнистых и карбонатных образований, во втором преобладали терригенные отложения флишоидного характера. В обоих прогибах параллельно с подводными излияниями базальтовых лав формировались интрузивные тела габбро-диабазов шантарского интрузивного комплекса [81].

Амгунско-Горинский прогиб, занявший в живетском веке почти всю территорию Хингано-Буреинского массива, в позднем девоне и в начале карбона подвергся существенной дифференциации. В его восточной части оформились Софийский, Тастахский и Селчугинский выступы складчатого основания, разделившие ранее единый Амгунско-Горинский прогиб на Дуссе-Алинский, Верхне-Буреинский, Ванданский и Урмийский прогибы. К этому же времени относится заложение или возобновление Хингано-Тастахского разлома. Ханкайский массив также испытал значительное поднятие, сопровождавшееся внедрением габбро, гранодиоритов, плагиогранитов и гранитов и, по-видимому, кислым субаэральным вулканизмом. О том, что аналогичные процессы имели место в Япономорском массиве, свидетельствует присутствие кислых вулканитов в составе девонских и турнейских отложений внутренней зоны Японских островов.

Для Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы позднедевонская эпоха, турнейский и визейский века явились временем первичной дифференциации тектонического рельефа. Различия в составе нижнекаменноугольных отложений Сихотэ-Алинского антиклиория и Прибрежной зоны одноименного синклиория свидетельствуют о том, что в пределах ранее недифференцированного прогиба в рассматриваемое время обособились Сихотэ-Алинская геоантиклиналь и Прибрежное краевое поднятие, ограниченные глубинными разломами.

В намюрском веке, в среднем и позднем карбоне, в ранней перми и в первой половине поздней перми Амуру-Уссурийская геосинклиналь и осевая зона Сихотэ-Алинской геосинклинали, ограниченная Центральным Сихотэ-Алинским и Прибрежным разломами, представляли собой зоны устойчивого погружения, в которых формировались мощные толщи вулканогенно-кремнисто-терригенного состава. Между зонами погружения располагались Ханкайский массив, краевые части которого в ранней перми также были вовлечены в прогибание, и Сихотэ-Алинская геосинклиналь, представлявшая собой вытянутую в северо-восточном направлении вулканическую гряду (кордильеру), цоколем которой служил горстообразный выступ складчатого основания; в пределах этой гряды нисходящие движения периодически сменялись восходящими, что нашло четкое выражение не только в перерывах в седиментации, но и в ритмичном чередовании формаций. Интенсивная вулканическая деятельность, а при поднятиях — и обильное поступление обломочного материала, препятствовали широкому распространению в пределах геосинклинали рифовых построек, столь характерных для Прибрежного антиклинального поднятия. Поступление обломочного материала в прогибающиеся геосинклинальные трог в течение описываемого времени было весьма ограничено, вследствие чего неоднократно возникало состояние неполной компенсации прогибания осадконакоплением, фиксируемое пачками пород кремнистого состава. Образование вулканогенных пород (порфиринов, спилитов и т. д.) локализовалось преимущественно вдоль глубинных разломов.

Уже в конце визейского века была вовлечена в погружение восточная часть Япономорского массива, где накапливались известняки с маломощными пачками сланцев; единственный перерыв в осадконакоплении падает на поздний карбон. В пределах Хингано-Буреинского массива в течение среднего и позднего карбона и ранней перми возникла система пригеосинклинальных прогибов, разделенных выступами складчатого основания (рис. 14). В это время уже существовал Уликинский разлом, отделявший от внешней (западной) зоны Урмийского прогиба его внутреннюю зону, протягивающуюся вдоль Курского разлома и обнаруживающую наибольшее сходство с собственно геосинклинальными прогибами как по составу и мощности накопившихся осадков, так и по степени их дислоцированности.

Большая часть Амуру-Охотской складчатой системы, завершившей свое геосинклинальное развитие на рубеже раннего и среднего карбона, в позднем палеозое находилась в условиях континентального режима, а грубообломочный состав пермских конгломератов из Удско-Торомского междуречья — свидетельствует о горном, интенсивно расчлененном рельефе. Имеются основания предполагать, что воздымание сопровождалось внедрением гранитных интрузий (Ийкандинский массив и др.). В то же время в юго-западной центриклинали Шевли-Аянского синклинория и в междуречье Уды и Селемджи, по-видимому, располагались межгорные впадины и прогибы, в которые проникало верхнепалеозойское море. Тесная пространственная связь этих прогибов с Южно-Удским и Тукурингра-Амгунским глубинными разломами способствовала формированию вулканогенных и вулканогенно-кремнистых образований.

На рубеже ранней и поздней перми испытали интенсивное поднятие и складчатость южные части Сихотэ-Алинской геосинклинали и Прибрежного антиклинального поднятия. В первом случае имел место радикальный переход геосинклинали в антиклинорное складчатое сооружение, сопровождаемый внедрением габбро-плагногранитовых интрузий, во втором такого качественного изменения не было, и Прибрежное поднятие еще долго оставалось зоной геосинклинальной седиментации. В геосинклиналях Сихотэ-Алинской системы к северу от

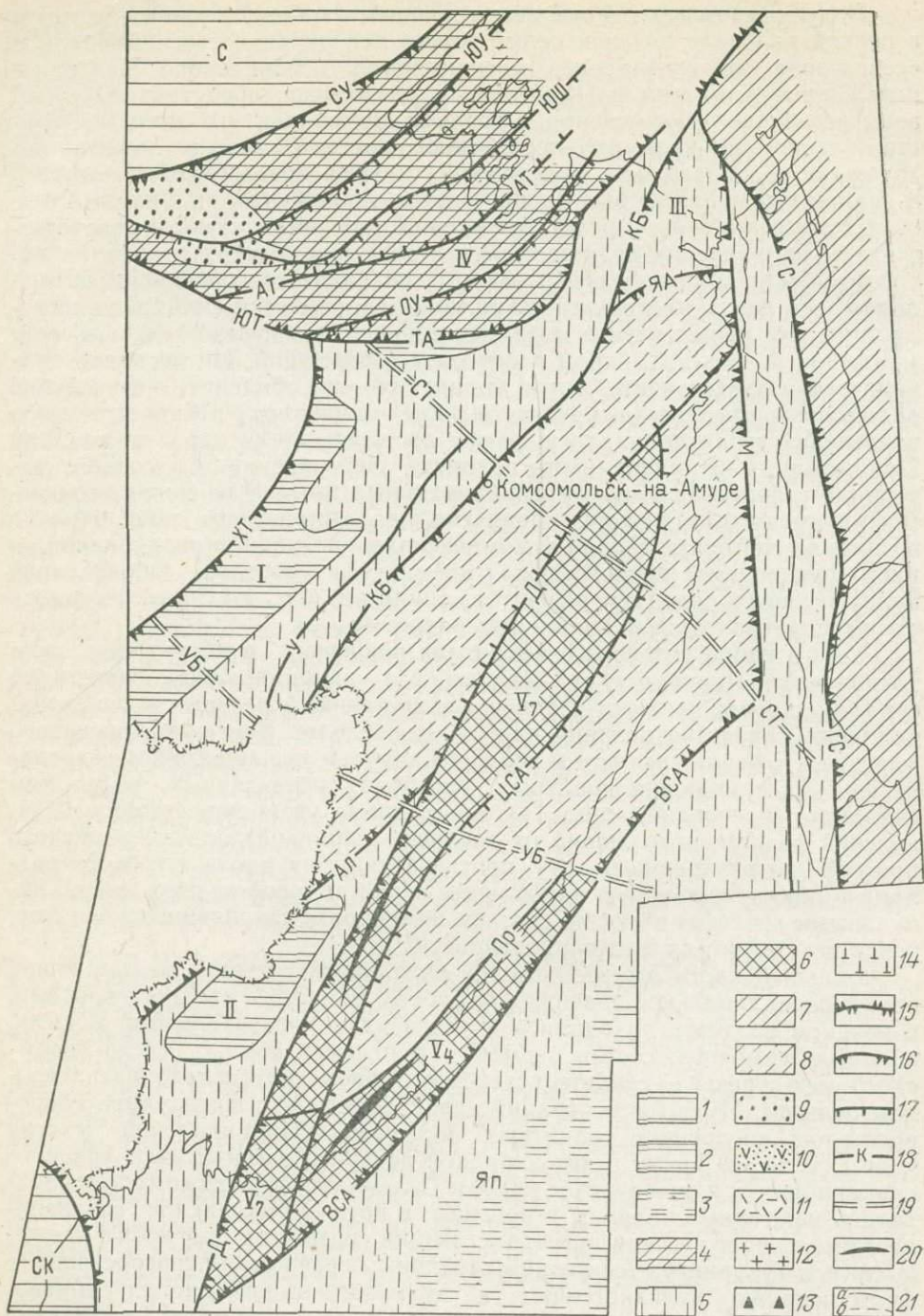


Рис. 14. Палеотектоническая схема Дальнего Востока для средне- и позднекарбоновых и раннепермской эпох.

1 — древние платформы; 2 — краевые массивы; 3 — то же, в пределах Японского моря; 4 — складчатые сооружения (на рис. 14 досреднекарбоновые, на рис. 15, 16 — палеозойские, на рис. 17 — допозднепермские, на рис. 18 — докелловейские, на рис. 19 — добарремские); 5 — пригеосинклинальные прогибы; 6 — геоантиклинали; 7 — талассогеосинклинали; 8 — эвгеосинклинали, залегающие на коре континентального или субконтинентального типа; 9 — впадины, прогибы и грабены, выполненные молассами; 10 — впадины и прогибы, выполненные молассами и вулканитами основного и среднего состава; 11 — вулканотектонические структуры (вулканарии), сложенные вулканитами кислого и среднего состава; 12 — районы и зоны интенсивного гранитообразования; 13 — зоны внедрения основных и ультраосновных интрузий; 14 — зоны внедрения щелочных интрузий; 15 — Амуро-Гижигинский глубинный разлом; 16 — границы древних платформ и геосинкли-

Улунга-Бикинского поперечного разлома, как и в Восточно-Сахалинской геосинклинали сколько-нибудь значительные изменения структурного плана и тектонического режима в течение поздней перми, по-видимому, не имели места.

Существенные преобразования в конце ранней и начале поздней перми испытал Ханкайский массив. Во второй половине раннепермской эпохи (дунайский и поспеловский века) в восточной и южной частях массива начали накапливаться чередующиеся между собой толщи андезит-дацит-липаритового и молассового состава. Мощность осадков и вулканитов, накопившихся в течение второй половины раннепермской эпохи и владивостокского века, достигла 5, 5—6 тыс. м, что свидетельствует о значительной амплитуде прогибания, а изменчивость их состава показывает, что прогибание сопровождалось эпизодическими поднятиями. В целом условия, сложившиеся в периферических частях Ханкайского массива во второй половине раннепермской эпохи, близки к условиям пригеосинклинальных прогибов [13, 175]. Однако, начиная с чандалазского века, когда четко обозначилось воздымание Сихотэ-Алинского антиклинория, тектонический режим восточной и, возможно, северной окраин Ханкайского массива резко изменился, и они превратились в «окраинные прогибы» [80] или в «краевые прогибы срединных массивов» [60], возникшие как компенсационные структуры перед фронтом воздымающихся антиклинорных складчатых сооружений. К этому моменту относится, по нашему мнению, оформление системы разломов (Западного Сихотэ-Алинского и других), отделяющих Даубихинский, Южно-Приморский и Алчанский прогибы от воздымающейся центральной части массива, где формировались крупные батолитоподобные интрузии гранитов и гранодиоритов.

Движения, обусловившие изменение тектонического режима и перестройку структурного плана южной части Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы и Ханкайского массива, совпадают по времени с ранними проявлениями орогенеза Хонсю, обусловившими кардинальную перестройку палеотектонических и палеогеографических условий на восточной и, возможно, западной окраинах Япономорского массива и внедрение гранитоидных интрузий в его центральной части [113]. В пределах Хингано-Бурейского массива поднятие было менее интенсивным и менее длительным. Оно обусловило замыкание пригеосинклинальных прогибов и оформление их складчатой структуры. В это же время образовался Куканский грабенообразный прогиб, в котором в течение всей поздней перми формировалась мощная толща параллельных моласс (рис. 15). В пределах Амуро-Охотской складчатой системы в течение поздней перми произошла значительная нивелировка тектонического рельефа при одновременном сокращении площади межгорных впадин.

В течение раннего и среднего триаса в основном сохранились палеотектонические условия, сложившиеся в конце позднепермской эпохи. В пределах Дальневосточной геосинклинальной области и Амуро-Охотской складчатой системы проявились восходящие движения различной интенсивности, обусловившие регрессию моря. Области осадконакопления продолжали сокращаться, а там, где седи-

нальных систем (глубинные разломы); 17 — границы крупных структур (разломы); 18 — прочие разломы; 19 — поперечные тектонические зоны; 20 — внутригеосинклинальные поднятия; 21 — границы малых структур (а — установленные, б — предполагаемые).
I — Хингано-Бурейский массив; II — Ханкайский массив (II₁ — Алчанский прогиб, II₂ — Даубихинский, II₃ — Суйфунский, II₄ — Южно-Приморский); III — Тахтинский массив (III₁ — Тырско-Какорминский прогиб); IV — Амуро-Охотская геосинклинальная складчатая система; V — Сихотэ-Алинская геосинклинальная складчатая система (V₁ — Хехциро-Чаятынская зона, V₂ — осевая зона Амуро-Уссурийской геосинклинали, V₃ — Бикино-Самурская зона, V₄ — Прибрежная зона, V₅ — Осевая зона Сихотэ-Алинской геосинклинали, V₆ — Сидатано-Татибинское поднятие, V₇ — Сихотэ-Алинская геоантиклиналь)

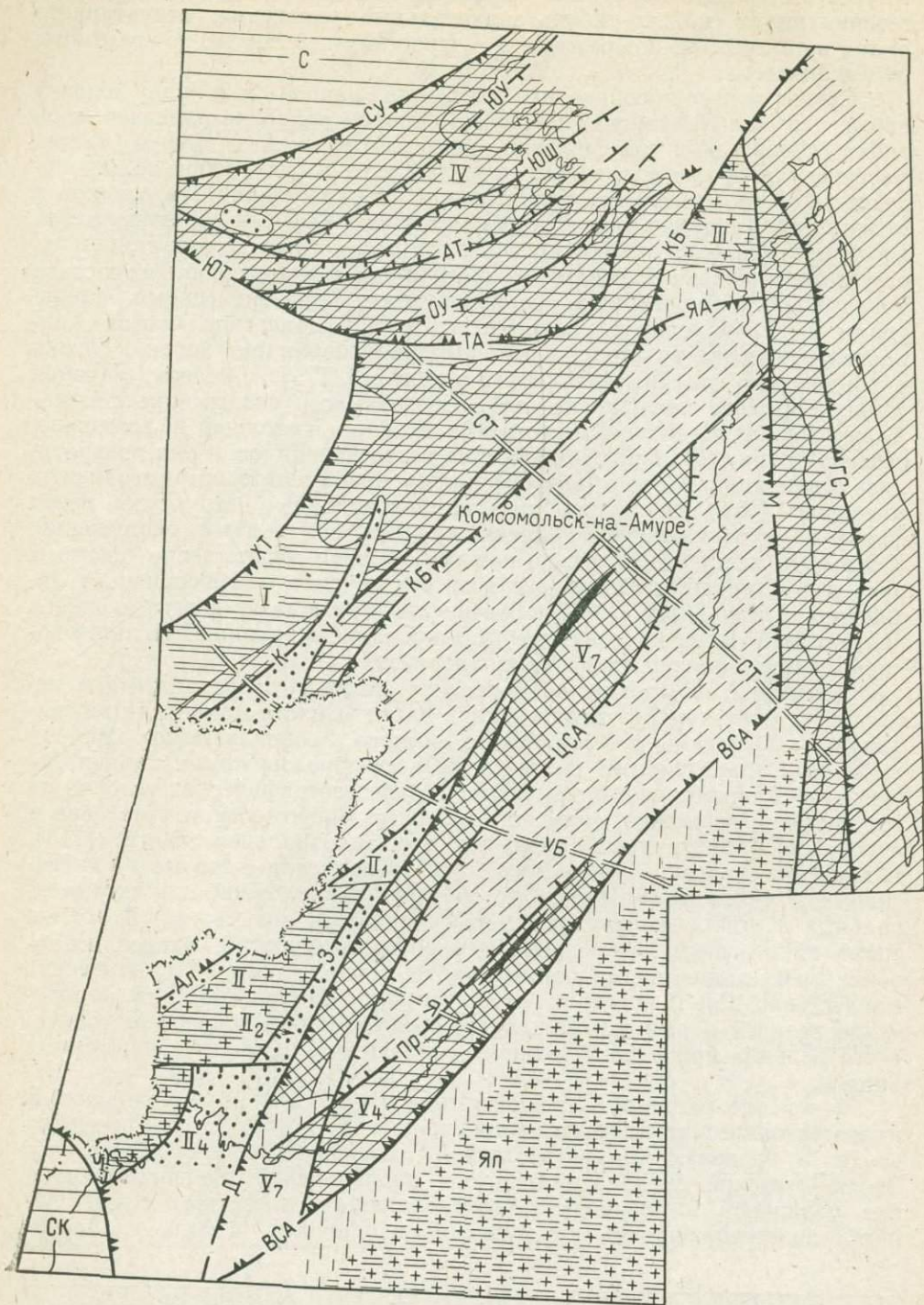


Рис. 15. Палеотектоническая схема Дальнего Востока для конца позднепермской, ранне- и среднетриасовой эпох.
Усл. знаки — см. рис. 14

ментация продолжалась (южная часть Даубихинского прогиба, Южно-Приморский, Сандагоу-Украинский и Куканский прогибы), ниже- и среднетриасовые отложения характеризуются существенно терригенным составом и регрессивным строением разреза. Л. И. Красный [80] считает, что в северной части Хингано-Буреинского массива в это время проявился характерный субаэральный андезит-дацит-липаритовый вулканизм. Но, как уже отмечалось [24, 156], нет никаких оснований считать, что в это время море покинуло всю территорию Амуро-Уссурийской и Сихотэ-Алинской геосинклиналей. Наоборот, как уже указывалось выше, часть вулканогенно-кремнисто-терригенных образований, относимых в настоящее время без достаточного основания к верхней перми или к верхнему триасу, вероятно, имеет ранне- или среднетриасовый возраст.

Начало позднего триаса ознаменовалось перестройкой палеотектонических и палеогеографических условий на обширной территории Тихоокеанского тектонического пояса. В пределах Сихотэ-Алинской системы эта перестройка наглядно проявилась в средней части Сихотэ-Алинской геоантиклинали и в пределах Амуро-Уссурийской геосинклинали (рис. 16). В первом случае в погружение была вовлечена антиклинорная структура, испытывавшая складчатость, внедрение интрузий и относительную консолидацию уже в поздней перми. Погружение этой структуры сопровождалось образованием системы разломов и возобновлением перемещений по ранее образованным разломам; вдоль разломов северо-восточного простирания возникли вулканические очаги, из которых изливались щелочные базальты и происходили выбросы пирокластических пород. Западная часть геоантиклинали вновь приобрела облик вулканической гряды, опирающейся на консолидированный цоколь*. Прогиб, располагавшийся в восточной части геоантиклинали, был, по-видимому, глубоководным, о чем свидетельствуют ничтожная роль терригенных пород и отсутствие остатков бентосных организмов [107] и, соответственно, некомпенсированным; только в конце триаса — начале юры началось заполнение прогиба кремнисто-глинистыми илами. Южная часть геоантиклинали представляла собой консолидированный блок, на восточном фланге которого, в пределах Сандагоу-Украинского прогиба, продолжалось накопление геоантиклинальных моласс.

Перестройка структурного плана Амуро-Уссурийской геосинклинали выразилась в образовании Амурского и Култухинского разломов, разделивших ранее единый прогиб на три зоны — Хехциро-Чаятынскую, Осевую и Бикино-Самурскую. На юге фланговых зон оформились внутригеосинклинальные поднятия (Вандано-Хабаровское и Самурское), а в северной части Амурского разлома на узком приподнятом цоколе обособилась Киселевская система вулканических построек. Интенсивность и характер осадконакопления в осевой зоне геосинклинали оставались такими же, как и в позднем палеозое. В осевой зоне Сихотэ-Алинской геосинклинали продолжалось накопление кремнисто-терригенных образований, а в пределах Прибрежной зоны, в условиях интенсивно расчлененного рельефа, параллельно с накоплением кремнисто-терригенных толщ формировались известняковые рифы и банки.

Значительно более интенсивно проявилась поздне триасовая перестройка в краевых массивах Дальневосточной геосинклинальной области и в структурах Амуро-Охотской складчатой системы. Трансгрессия моря распространилась на окраины Ханкайского массива, и в Алчанском и Южно-Приморском прогибах, как и в северной части Даубихинского прогиба, возобновилось накопление параллельных моласс, нередко угленосных. В пределах Хингано-Буреинского массива заложил-

* Мощность последнего значительно возросла за счет испытавших консолидацию палеозойских образований.

лись Чукчагирский, Дукинский, Верхнегоринский и Бираканский пригеосинклинальные прогибы, разделенные выступами складчатого основания; по-видимому, аналогичный режим распространился на Тахтинский и Япономорский массивы (включая Западный Сахалин). Крупный пригеосинклинальный прогиб (Ульбанский) образовался в восточной части Амуру-Охотской складчатой системы, тогда как в западной ее части, вблизи Южно-Удского и Южно-Шантарского разломов началось формирование Торомского и Удского внегеосинклинальных прогибов, заполнявшихся преимущественно сероцветными терригенными отложениями. В западной части Восточно-Сахалинской геосинклинальной системы завершилось формирование антиклинорного сооружения, а в восточной сохранился прогиб, в котором накапливались вулканогенно-кремнисто-терригенные серии хойской и остринской свит.

Структурный план, сложившийся в позднем триасе, сохранялся в геосинклиналях Сихотэ-Алинской системы в ранней и средней юре. Существенно терригенный состав среднеюрских отложений хребта Вандан и бассейна Большой Уссурки и широкое распространение подводно-оползневых образований свидетельствуют о том, что рельеф морского дна в пределах геосинклиналей был интенсивно расчленен и прогибание еще не компенсировалось седиментацией. В средней части Сихотэ-Алинской геоантиклинали сохранялись обособившиеся еще в позднем триасе вулканическая кордильера и прогиб. В пределах кордильеры в раннеюрское время проявились восходящие движения, обусловившие накопление сравнительно маломощной терригенной толщи регрессивного типа; осадки средней юры либо не формировались, либо уничтожены последующим размывом. В прогибе в течение всего рассматриваемого периода в условиях неполной компенсации накапливались вулканогенно-кремнистые образования. Южная часть геоантиклинали по-прежнему представляла собой приподнятую антиклинорную структуру, на восточном фланге которой в начале юрского периода произошли излияния субщелочных базальтоидов.

Не претерпели существенных изменений в ранней и средней юре структурные планы Восточно-Сахалинской геосинклинальной системы, Япономорского и Тахтинского массивов. Ханкайский массив уже в конце норийского века испытал интенсивное поднятие, обусловившее регрессию моря из Даубихинского и Алчанского прогибов; только в Южно-Приморском прогибе в это время продолжалось накопление параллических моласс. В западной части Хингано-Буреинского массива заложилась Бирская впадина, а в восточной его части, в Чукчагирском, Дукинском и других пригеосинклинальных прогибах седиментация происходила в условиях неглубокого моря с частым размывом только что сформировавшихся осадков; в зонах крупных разломов происходили подводные вулканические извержения и выделялись обогащенные кремнеземом фумаролы.

В конце средней юры на всей территории юга Дальнего Востока, как и в других районах Тихоокеанского пояса, произошли интенсивные поднятия. В южной части Сихотэ-Алинской геоантиклинали были смяты в складки молассы, выполняющие Сандагоу-Окраинский прогиб, и внедрились интрузии щелочного, ультраосновного и, реже, кислого состава. В средней ее части интенсивные поднятия и размыв испытала вулканическая кордильера; в расположенном восточнее прогибе продолжалось непрерывное осадконакопление, но уже в условиях полной компенсации. В южной части Сихотэ-Алинской геосинклинали оформились Сидатуно-Татибинское поднятие и ограничивающий его Колумбинский разлом; море регрессировало из зон Прибрежного и Сидатуно-Татибинского поднятия и из южной центриклинали. В Амуру-Уссурийской геосинклинали поднятие и складчатость интенсивно проявились в Бикино-Самур-

ской зоне и в центриклинали осевой зоны, где накопившиеся мезозойские отложения подверглись складчатости и глубокому размыву.

Ханкайский и, по-видимому, Тахтинский массивы также испытали значительное поднятие, сопровождавшееся повсеместной регрессией моря. В пригеосинклинальных прогибах Хингано-Буреинского массива и Амуру-Охотской системы море обмелело, а из Торомского и Удского прогибов полностью регрессировало. В Восточно-Сахалинской геосинклинальной системе предверхнеюрские поднятия заметных следов не оставили.

В позднем келловее, оксфорде и раннем кимеридже многие участки Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы и граничащих с ней структур вновь испытали погружение и трансгрессию моря. В осевых зонах Амуру-Уссурийской (к северу от Улунга-Бикинского поперечного разлома) и Сихотэ-Алинской геосинклиналей, где осадконакопление не прерывалось, в первой половине поздней юры накапливались сероцветные терригенные толщи, сходные со среднеюрскими; во второй половине поздней юры, в связи с возросшей интенсивностью и контрастностью тектонических движений, возобновились проявления подводного вулканизма и формирование туфов, кремнистых пород и хемогенных известняков; накопление вулканогенно-кремнистых образований происходило и в южной центриклинали осевой зоны Амуру-Уссурийской геосинклинали. Вандано-Хабаровское и Бикино-Самурское поднятие, по-видимому, не были захвачены трансгрессией и продолжали оставаться источниками терригенного материала, а в Сидатуно-Татибинском поднятии установился четко выраженный геоантиклинальный режим. Южная часть Сихотэ-Алинской геоантиклинали, как и ранее, представляла собой антиклинорное сооружение, подвергавшееся размыву. На юге, в бассейне р. Партизанской, возник прогиб, в котором накапливались параллические молассы. В средней части геоантиклинали сохранился структурный план, унаследованный от предшествующей стадии: на западе, вдоль Даубихинского разлома, располагалось антиклинорное сооружение, соответствующее современной осевой зоне Сихотэ-Алинского антиклинория; восточнее, вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома по-прежнему существовал прогиб, заполнявшийся сероцветными полимиктовыми песками и алевролитами.

Можно предполагать, что позднеюрская трансгрессия охватила большую часть Япономорского массива; Ханкайский и Тахтинский массивы сколько-нибудь значительного погружения не испытали. Не изменился в поздней юре структурный план Восточно-Сахалинской геосинклинальной системы и восточной части Хингано-Буреинского массива. В западной части последнего трансгрессия четко проявилась в келловее и раннем оксфорде; начиная с позднего оксфорда здесь возобновились восходящие движения, обусловившие вначале обмеление моря, а затем, в конце юры, — переход к континентальному режиму (рис. 17).

Существенная перестройка структурного плана имела место в пределах Амуру-Охотской складчатой системы. Площадь Ульбанского пригеосинклинального прогиба сократилась вследствие обособления Амгунской шовной антиклинальной зоны.

В валанжинское время в Удском вулканиии накапливались образования дацит-липаритовой формации, а в зоне Северо-Удского разлома и в сопредельной части Алданского щита внедрились габбро, гранодиориты и плагиограниты удско-зейского интрузивного комплекса. В Торомском прогибе продолжалась регрессия, начавшаяся в конце юры; к концу берриасского века прогиб перестал существовать. Одновременно море регрессировало из Ульбанского прогиба; только в его фронтальной части накопление флишоидных песчано-алевритово-глинистых толщ продолжалось в среднем и, возможно, в начале позднего валанжина. В конце валанжина замкнулись пригеосинклинальные прогибы

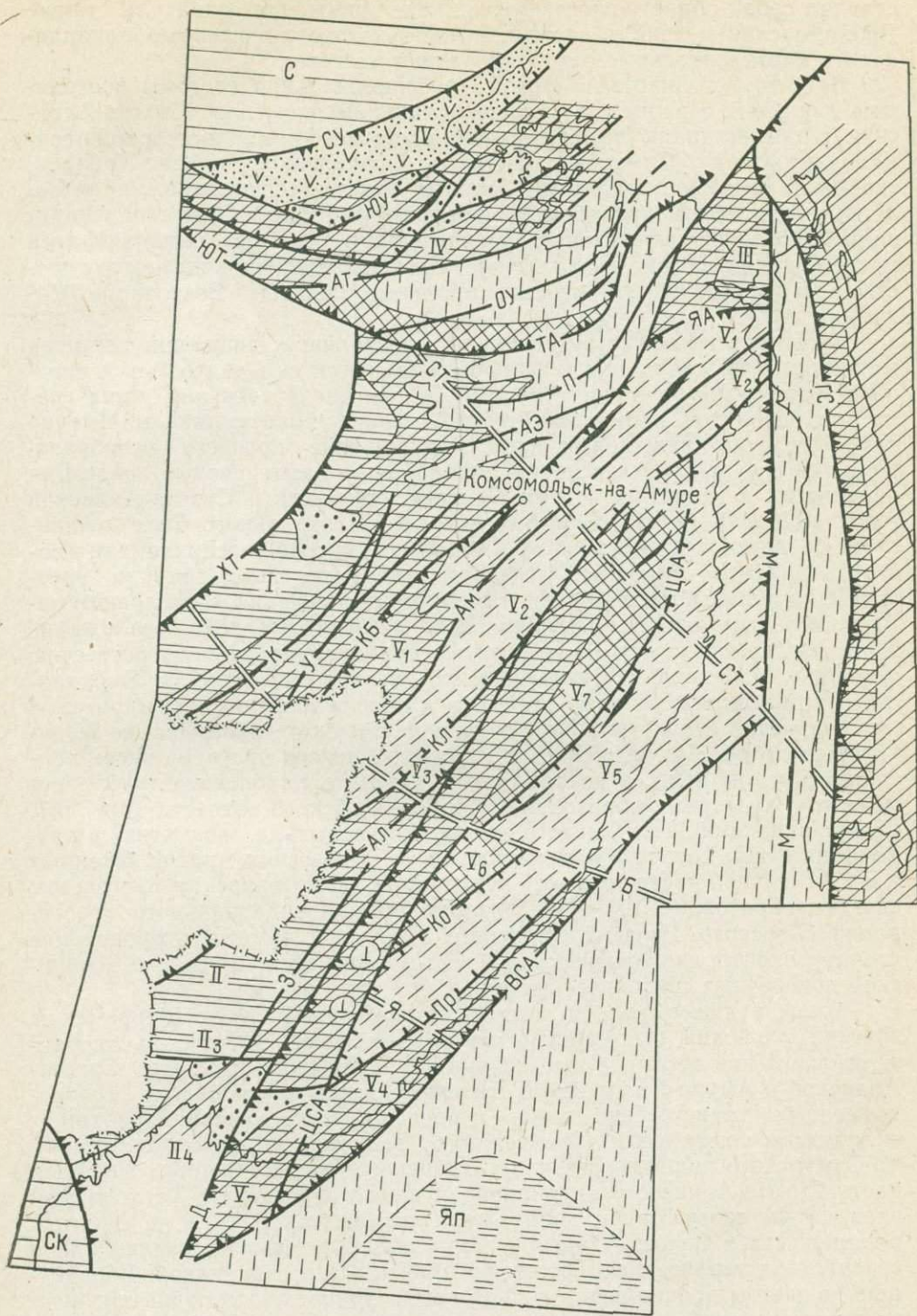


Рис. 17. Палеотектоническая схема Дальнего Востока для позднеюрской эпохи.
Усл. знаки — см. рис. 14

Хингано-Буреинского массива. Ханкайский массив воздымался и представлял собой область сноса. Восходящие движения охватили также Япономорский массив, в восточной части которого в неокое накапливались континентальные отложения серии риосеки.

В пределах Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы восходящие движения в раннем и среднем валанжине испытали Сихотэ-Алинская геантиклиналь (за исключением восточного крыла и северной периклинали), Бикино-Самурское, Сидатуно-Татибинское, Вандано-Хабаровское и Прибрежное поднятия. В осевых зонах геосинклиналей, в Болоньско-Удыльском прогибе и в прогибе восточного крыла геантиклинали в условиях интенсивного расчлененного рельефа накапливались мощные толщи терригенного флиша. Не испытали, по-видимому, существенной перестройки и геосинклинальные прогибы Восточного Сахалина.

В готеривском веке интенсивность восходящих движений достигла максимума. Общее поднятие, сопровождавшееся складчатостью и внедрением интрузий различного состава, в том числе интрузий типа гранитных батолитов, испытала Сихотэ-Алинская геантиклиналь. Именно с готеривскими движениями связано завершение процесса преобразования ее средней части в антиклинорий. Менее интенсивные поднятия проявились в западных частях Амуру-Уссурийской и Сихотэ-Алинской геосинклиналей (вдоль Куро-Бичинского и Центрального Сихотэ-Алинского разломов); в осевой зоне Амуру-Уссурийской геосинклинали (восточнее и северо-восточнее Хабаровска) началось формирование внутригеосинклинального поднятия. Готеривские движения обусловили замыкание Тырминской и Гуджикской мегасинклиналей и заложение Хингано-Олонойского и Баджалского вулканариев, полную регрессию моря из Ульбанского, Чукчагирского, Верхнегоринского и Бираканского пригеосинклинальных прогибов и окончательное формирование их складчатой структуры. После кратковременного перерыва во фронтальных частях Чукчагирского и Верхнегоринского прогибов вновь обособились узкие зоны, в которых возобновилось накопление грубообломочных терригенных образований баррем-альбского возраста (рис. 18). Северо-западная часть Удского вулканария испытала поднятие и размыв, продукты которого накапливались в депрессиях, расположенных в юго-восточной части того же вулканария. С готеривским орогенезом связано образование крупных разломов близмеридионального простирания (Хорского, Имско-Китканского и других), а также проявление структуроконтролирующей роли Удско-Амгунской и Урмийско-Ботчинской поперечных тектонических зон.

Конец раннемеловой и начало поздне меловой эпох (барремский, аптский, альбский, сеноманский и туронский века) могут быть охарактеризованы как период существования остаточных прогибов Сихотэ-Алинской и Амуру-Уссурийской геосинклиналей и локальных кратковременных трансгрессий моря в пределы, уже консолидированных складчатых сооружений Прибрежного, Вандано-Хабаровского и Бикино-Самурского поднятий и Сихотэ-Алинского антиклинория. Большая часть Сихотэ-Алинского антиклинория вместе с Сидатуно-Татибинским складчатым сооружением продолжала воздыматься; перед ее фронтом в южной части Сихотэ-Алинской геосинклинали уже в позднем альбе сероцветная терригенная формация сменилась песчаниковой. Восходящие движения проявились в южной части Прибрежного поднятия, куда не проникла альб-сеноманская трансгрессия, и в остаточных прогибах.

В течение всего рассматриваемого периода Амуру-Охотская складчатая система и Хингано-Буреинский массив испытывали интенсивное поднятие, сопровождавшееся вспышками кислого вулканизма в различных частях Удского, в Хингано-Олонойском и в Баджалском вулканариях. Центральные части Ханкайского, Тахтинского и Япономорского

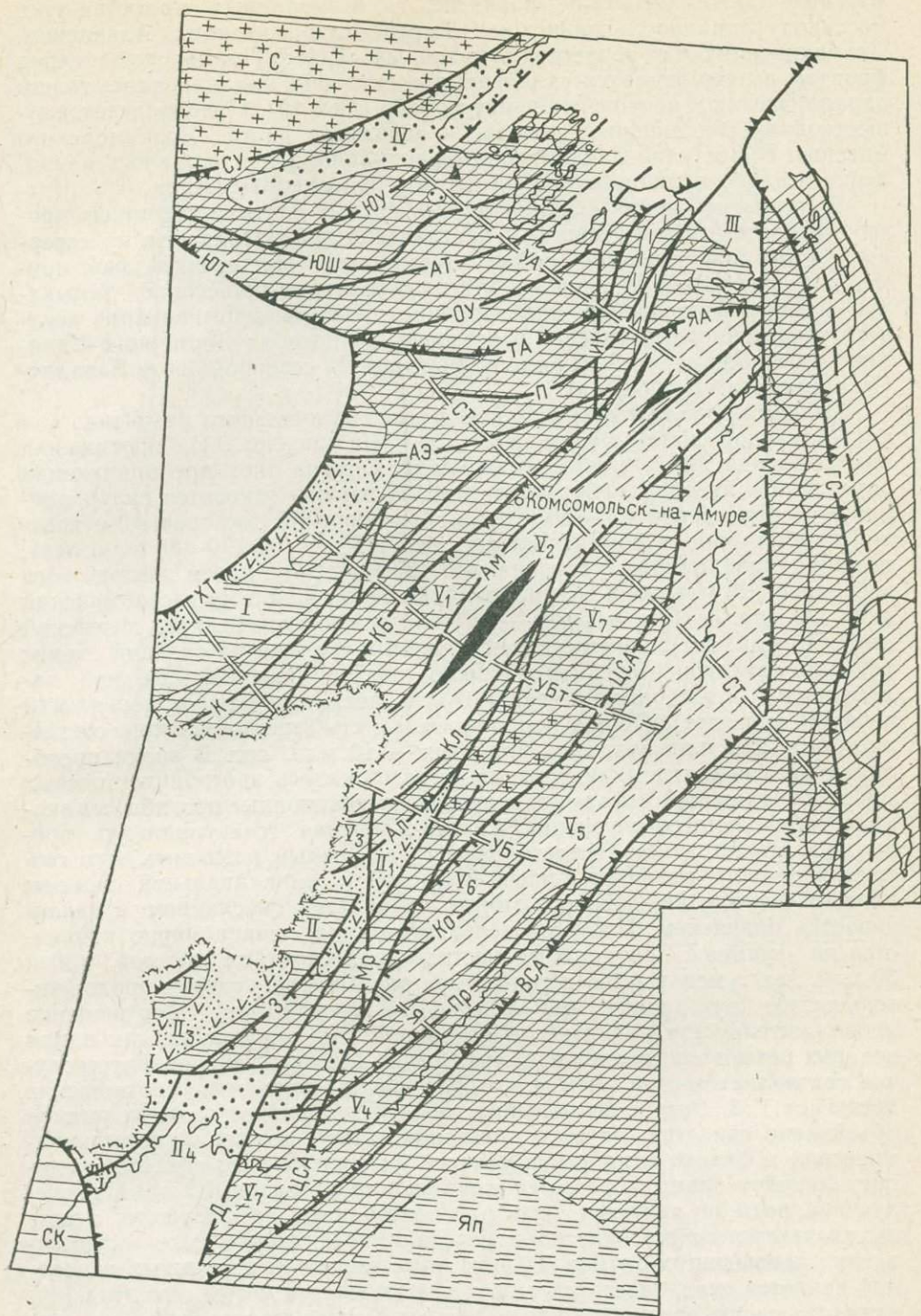


Рис. 18. Палеотектоническая схема Дальнего Востока для готеривского и барремского веков.

Усл. знаки — см. рис. 14

массива также испытали поднятие, но в окраинных прогибах этих массивов (Западно-Сахалинском, Тырско-Какорминском, Алчанском, Даубихинском) и в депрессиях, подобных Южно-Приморской, перед фронтом воздымающихся складчатых сооружений накапливались толщи параллельских и континентальных моласс (рис. 19). Предполагается существование окраинного прогиба в западной части Япономорского массива. В Восточно-Сахалинской геосинклинали продолжалось накопление осадков вулканогенно-кремнисто-терригенного состава.

В туронское время седиментация в южных частях остаточных прогибов Сихотэ-Алинской системы практически прекратилась; в их северных частях накапливались полимиктовые пески со значительной примесью туфов. В конце турона или в начале сенона произошло замыкание остаточных прогибов; одновременно началось формирование верхнего терригенного комплекса в остаточных прогибах Восточного Сахалина и резко изменился режим седиментации в северной части Западно-Сахалинского прогиба.

Общая продолжительность этапа геосинклинали развития Сихотэ-Алинской системы составляет 320—340 млн. лет. На протяжении этого периода имела место неоднократная смена эпох преобладающих опусканий и преобладающих поднятий. К первым относятся силур, ранний и средний девон (50—60 млн. лет), намюрский век, средний и поздний карбон, ранняя пермь и начало поздней перми (70—80 млн. лет), поздний триас, ранняя и средняя юра (50 млн. лет), конец поздней юры и берриас (20 млн. лет), барремский, аптский, альбский и сеноманский века (20 млн. лет), ко вторым — поздний девон, турнейский и визейский века (40 млн. лет), конец поздней перми, ранний и средний триас (40 млн. лет), конец средней и начало поздней юры (20 млн. лет), валанжинский и готеривский века (10 млн. лет), туронский и коньякский века (10 млн. лет). Общая продолжительность эпох опускания составляет 210—230 млн. лет, эпох поднятия — 110 млн. лет. В эпохи преобладающего поднятия, как правило, продолжалось прогибание осевых зон геосинклиналей и формировались компенсационные прогибы, а в эпохи преобладающего опускания Сихотэ-Алинская геосинклинали продолжала подниматься. Представляется возможным разделить этап геосинклинали развития Сихотэ-Алинской геосинклинали системы на пять ритмов, каждый из которых начинается опусканием и заканчивается поднятием. Продолжительность ритмов закономерно изменяется во времени: продолжительность двух поздних ритмов (30 и 30 млн. лет) уменьшается в три-четыре раза по сравнению с продолжительностью двух ранних (90—100 и 110—120 млн. лет). Соотношение продолжительности поднятий и опусканий как для ранних, так и для поздних ритмов составляет приблизительно 1:2; исключение в этом случае составляет третий ритм, в котором рассматриваемое соотношение достигает 1:5. Резкое сокращение продолжительности поздних ритмов объективно свидетельствует о принципиальном изменении термодинамических и физико-химических условий в подкорковых сферах, предопределяющем завершение геосинклинали развития. Каждый последующий ритм не является простым повторением предыдущего, а осуществляется в качественно иных условиях, возникших в ходе осуществления предыдущих ритмов. Общим выражением качественных изменений является стадийность развития, выразившаяся в том, что этап геосинклинали развития Сихотэ-Алинской геосинклинали системы разделяется на три стадии.

Ранняя стадия (или стадия слабодифференцированных геосинклиналей) характеризуется накоплением образований кремнисто-сланцевой формации в условиях обширных некомпенсированных прогибов. Продолжительность ее 90—100 млн. лет. (от венлокского века до позднего девона включительно).

Главная стадия (или стадия дифференцированной геосинклинальной системы) характеризуется накоплением формаций из групп вулканогенно-кремнисто-терригенных, сероцветных терригенных и флишевых и внедрением габбро-плагиогранитовых интрузий в условиях резко расчлененного рельефа. Продолжительность этой стадии 170—180 млн. лет (от раннего карбона до валанжина включительно).

Поздняя (предорогенная) стадия характеризуется повсеместным преобладанием восходящих движений, накоплением флишевых и песчаных отложений в остаточных прогибах и внедрением гранитоидных батолитов. Ее продолжительность 60 млн. лет.

Обращает на себя внимание сходство в истории развития Сихотэ-Алинской и Амуро-Уссурийской геосинклиналей. Они заложились приблизительно в одно и то же время, имели сходную ориентировку в пространстве и близкие размеры, принадлежали к одному и тому же типу вторичных эвгеосинклиналей и одновременно замкнулись. В обоих случаях наблюдается строгая унаследованность структурного плана от ранних стадий к более поздним, обусловленная наличием системы глубоководных разломов и неоднократно повторяющееся возникновение внутригеосинклинальных поднятий прежде всего в зонах сочленения с сопредельными структурами (Хингано-Буреинским и Япономорским массивами) или с Сихотэ-Алинской геоантиклиналью. Последняя черта, общая для Сихотэ-Алинской и Амуро-Уссурийской геосинклиналей и совершенно не свойственная, например, Удско-Шантарской геосинклинали, свидетельствует о том, что механизм структурообразования в обеих геосинклиналях Сихотэ-Алинской системы был один и тот же, а небольшие различия в истории развития геосинклиналей объясняются неодновременностью или различным масштабом его воздействия.

Сопоставляя приведенные соображения с изложенными в предыдущей главе данными о морфологии разломов и складчатых структур, а также с неоднократно установленными фактами разнонаправленных перемещений осевых зон геосинклиналей и разделяющей их геоантиклинали, мы приходим к выводу, что среди факторов, воздействующих на структурообразование и седиментацию в геосинклиналях Сихотэ-Алинской системы, особо важную роль могло играть воздействие со стороны Япономорского и Хингано-Буреинского массивов. При этом значительные тангенциальные напряжения могли возникать не в результате горизонтального перемещения массивов и не в результате их поднятия, а скорее всего, в результате их погружения. Именно в этом случае боковое давление со стороны сопредельных структур, переданное на глубоко опущенные блоки основания, могло обуславливать «выжимание» узкого горста, образующего цоколь геоантиклинали, поскольку ограничивающие его разломы наклонены под него; таким образом, если высказанное предположение справедливо, то и Даубихинский, и Центральный Сихотэ-Алинский разломы являются не сдвигами и не надвигами, а поддвигами. С этой точки зрения оказываются объяснимыми и закономерными и охарактеризованные в предыдущей главе данные об ориентировке осевых плоскостей складок (см. рис. 13), и возникновение внутригеосинклинальных поднятий прежде всего в пограничных зонах. С этой же точки зрения может быть объяснено и относительно ускоренное развитие южной части Сихотэ-Алинской системы, в пределах которой проявлялось также интенсивное воздействие Ханкайского массива.

Все вышесказанное, по нашему мнению, подтверждает невозможность выделения в истории развития Сихотэ-Алиня двух самостоятельных циклов — позднемезозойского (герцинского) и собственно мезозойского (киммерийского). В действительности речь может идти только об одном цикле, разделенном на закономерно сменяющиеся стадии. Вместе с тем мы отнюдь не собираемся утверждать, что развитие Си-

хотэ-Алинской системы происходило изолированно от структур Тихоокеанского и Урало-Монгольского геосинклинально-складчатых поясов. Наоборот, достаточно упомянуть о том, что время заложения Сихотэ-Алинской системы совпадает с заключительной стадией развития каледонид, переход от длительного поднятия к длительному прогибанию на рубеже раннего и среднего карбона — с замыканием герцинских геосинклиналей, аналогичный переход на рубеже среднего и позднего триаса — с заложением киммерийских прогибов, поднятия в поздней юре и валанжине — с замыканием Невадийской и Яно-Колымской геосинклиналей, — чтобы показать многообразие и важность подобных совпадений.

ОРОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Орогенный комплекс Сихотэ-Алинской системы охватывает континентальные осадочные и субэаральные вулканогенные образования позднемелового, палеогенового, миоценового и раннеплиоценового возраста, а также позднемеловые и палеогеновые интрузивные образования.

За период, прошедший после Второго Дальневосточного стратиграфического совещания, получены новые данные, свидетельствующие о необходимости внесения изменений и дополнений в принятые Совещанием стратиграфические схемы для меловой, палеогеновой и неогеновой систем. Уточненные данные для этих систем с характеристикой состава и мощности стратиграфических подразделений, приведенные в прилож. 3 и 4, сводятся к следующему.

1. Вслед за геологами Приморского края [53, с. 302—303] автор относит самаргинскую свиту к самым верхам меловой системы; возраст ее определяется как маастрихт-датский (с учетом современных представлений [23] о маастрихтском возрасте цагайской флоры).

2. Состав маломихайловской свиты маастрихт-датского возраста, на основании новейших исследований, проведенных в последние годы на правом берегу Амура между пос. Тыр и озером Татарским В. И. Суховым, Л. П. Ботылевой и другими геологами, дополняется согласно залегающей на флороносных слоях толщей липаритов, липаритовых игнимбритов, туфов и туфогенно-осадочных пород (до 500 м); соответственно предлагается выделять маломихайловскую серию в составе двух толщ: нижней андезит-дацитовой и верхней — липаритовой (рис. 20).

3. В Северном Сихотэ-Алине выделена сизиманская свита поздне-олигоценного возраста [135, 160].

4. Усть-давыдовский горизонт ранне-среднемиоценового возраста разделяется на раннемиоценовый упагдинский и среднемиоценовый верхнегаванский горизонты [135].

5. Суйфунский горизонт плиоценового возраста подразделяется на раннеплиоценовый даргинский и позднеплиоценовый суйфунский [135, 160].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Как видно из прилож. 3 и 4, орогенный комплекс сложен формациями орогенного класса, образующими три группы (надформации): верхнюю (эпигеосинклиналиную) молассу, андезит-дацит-липаритовую липарит-базальтовую. Интрузивные образования принадлежат габбро-диорит-гранодиоритовой, диорит-гранодиорит-гранитовой и габбро-монзонит-щелочногранитовой надформациям.

Верхняя моласса представлена **формацией континентальных моласс**, широко распространенной среди палеогеновых и неогеновых и крайне ограничено — среди верхнемеловых образований. Формация представляет собой совокупность осадочных (главным образом, терригенных) отложений руслово-пойменного, озерно-аллювиального, озерного, озерно-болотного и делювиального генезиса, локализующихся в грабенах, грабен-синклиналях, эрозионных понижениях (долинах) и т. д. (рис. 21). Условия накопления этих образований детально изучены В. Г. Варнавским [40], выделившим фации подножия склонов, русла, поймы, пойменных и проточных озер, засоленных озер, зарастающих озер и торфяных болот.

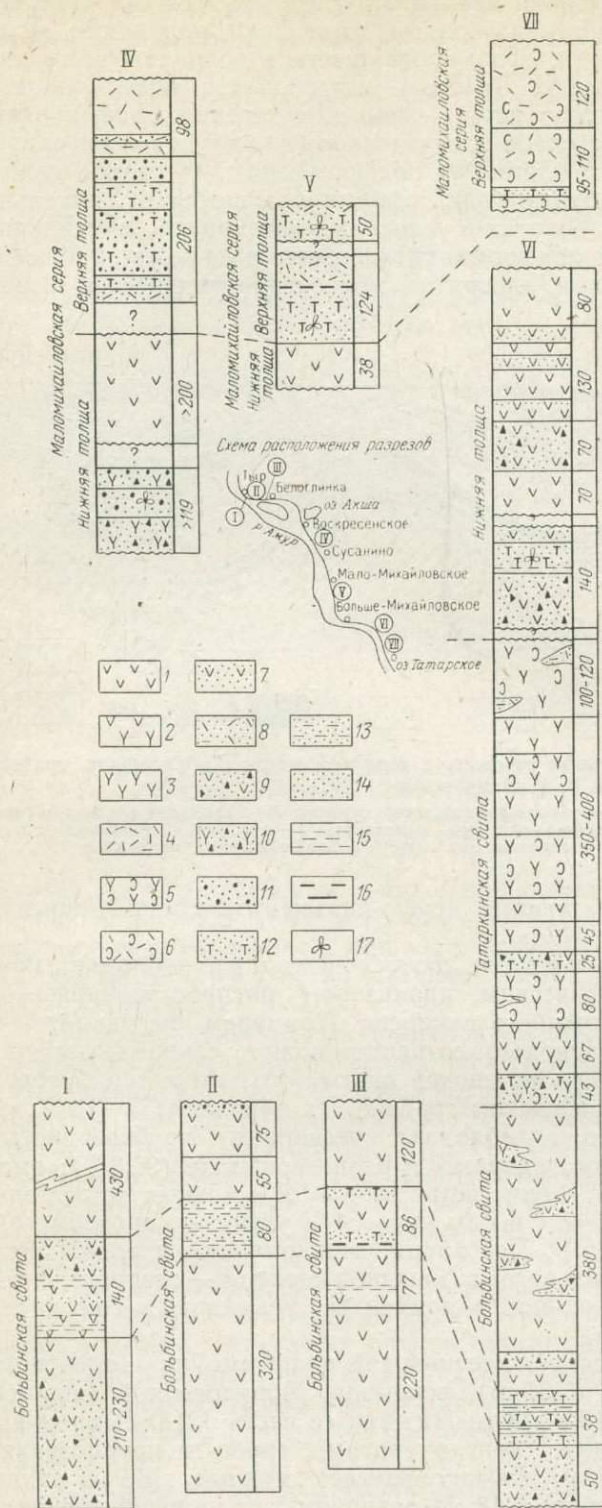


Рис. 20. Строение верхне-мезозового вулканогенного комплекса на участке правого берега р. Амур от оз. Татарского до с. Тыр (по Л. П. Ботылевой, с изменениями).

1 — андезиты; 2 — андезит-дациты; 3 — дациты; 4 — липариты; 5 — туфолавы дацитов; 6 — туфолавы липаритов; 7 — туфы андезитов; 8 — туфы липаритов; 9 — туфобрекчи андезитов; 10 — туфобрекчи дацитов; 11 — туфоконгломераты; 12 — туфо-песчаники, туффиты; 13 — туфо-алевролиты; 14 — песчаники; 15 — алевролиты; 16 — бурые угли; 17 — ископаемые растения.

Местоположение разрезов: I — с. Тыр — с. Пушка, СЗ крыло складки (З. П. Потапова, 1962 г.); II — с. Тыр — с. Пушка, ЮВ крыло складки (З. П. Потапова, 1962 г.); III — с. Пушка — с. Белоглинка (В. И. Сухов, 1964 г.); IV — с. Воскресенское — с. Сусанино (Л. П. Ботылева, 1968 г.); V — с. Мало-Михайловское (З. П. Потапова, 1962 г.; В. И. Сухов, 1964 г.; Л. П. Ботылева, 1968 г.); VI — с. Больше-Михайловское — кл. Мельница (В. Г. Плахотник, 1957 г.; З. П. Потапова, 1962 г.; Л. П. Ботылева, 1968 г.); VII — оз. Татарское (Л. П. Ботылева, 1962 г.).

Анализ имеющихся в нашем распоряжении данных свидетельствует, что на описываемой территории могут быть выделены три относительно часто повторяющиеся сочетания пород: 1) галечники, валунники, крупно- и среднезернистые пески, сформировавшиеся в долинах рек в условиях расчлененного рельефа (песчано-галечниковая подформация); 2) глины, алевриты, мелкозернистые глинистые пески, сформировавшиеся в озерах в условиях слабо расчлененного или глубоко сnivelированного рельефа (алевроито-глинистая подформация); 3) пески, галечники, алевриты, глины, бурые угли, сформировавшиеся в длительно существовавших озерах и болотах в условиях многократно изменявшегося рельефа (угленосная подформация). Значительно реже наблюдается сочетание озерных глин, алевритов, мелкозернистых песков и диа-

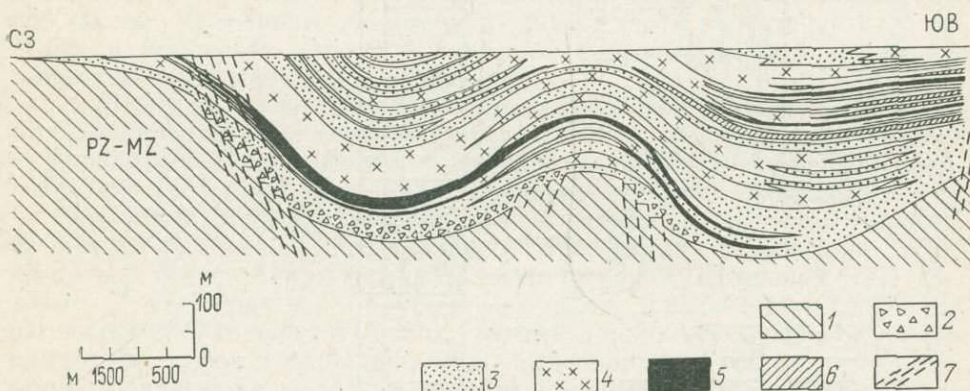


Рис. 21. Строение континентальной молассы в северной части Хабаровского грабена (по В. Г. Варнавскому, 1971).

1 — допалеогеновые образования; 2 — отложения подножий склонов; 3 — отложения руслово-пойменного комплекса; 4 — отложения озерно-болотного комплекса; 5 — отложения торфяных болот; 6 — отложения застойных и зарастающих озер; 7 — дизъюнктивные нарушения

томитов с туффитами и туфами (туфо-диатомито-песчано-глинистая подформация).

Песчано-галечниковая подформация обладает наиболее широким стратиграфическим диапазоном распространения — от маастрихтского яруса до нижнего плиоцена. Примером песчано-галечниковой подформации эоценового возраста может служить нижняя (безугольная) подсвита чернореченской свиты [40], вскрытая буровой скважиной 1/3-ок в Бирюфельдском грабене (интервал 757—1379 м), в составе которой резко преобладают песчаники грубозернистые (41,7% мощности изученного разреза) и разнозернистые (36,3%); вместе с конгломератами (2,5%) они составляют 80,5% мощности; на долю аргиллитов приходится 15% (в том числе 4% углистых аргиллитов), на долю алевролитов — 4,5%. Песчаники, конгломераты и алевролиты главным образом аллювиального, в меньшей степени — озерного генезиса; аргиллиты формировались в пойменных условиях, в том числе в старичных озерах.

Другим примером песчано-галечниковой подформации эоценового возраста является толща (431 м), вскрытая Мориловецкой опорной скважиной в интервале 112—443 м. Нижняя ее часть (218 м) сложена чередующимися галечниками, конгломератами, грубо- и крупнозернистыми песками и песчаниками; на них залегает мощная (65 м) пачка конгломератов. Верхняя часть (148 м) отличается от нижней присутствием нескольких пластов глин и алевролитов.

В раннем и среднем олигоцене теплый и влажный климат и глубоко сnivelированный рельеф не способствовали накоплению песчано-галеч-

никовой подформации. Типичный пример позднеолигоценовой песчано-галечниковой подформации представляет биранджинская свита (рис. 22), разрез которой, по данным В. В. Вихлянцева, имеет следующее строение.

- | | |
|---|-----|
| 1. Валунники, состоящие из окатанных валунов размером 0,5—0,8 м с примесью гальки, гравия и песка. Состав валунов и гальки разнообразен (гранитоиды, эффузивные породы, песчаники, сланцы и т. д.). Валунникам подчинены редкие прослои песка, песчаных глин и слабо сцементированных алевролитов. Мощность (видимая) * | 80 |
| 2. Галечники с редкими песчано-глинистыми прослоями, переходящие по простираанию в песок, глину, слабо сцементированные песчаники и алевролиты, которым подчинены прослои галечников и конгломератов | 60 |
| 3. Крупные галечники с валунами и редкими прослоями песка | 130 |
| 4. Галечники с прослоями песка, глины и алевролита мощностью до 1—4 м | 90 |
| 5. Валунники, переходящие местами в крупные галечники с редкими прослоями (от 0,1 до 0,7 м) среднезернистого полимиктового песка | 60 |
| 6. Переслаивание галечника и песка | 70 |
| Общая (неполная) мощность по разрезу 490 м. | |

По мнению В. В. Вихлянцева, весь разрез представляет фацию долины горных рек.

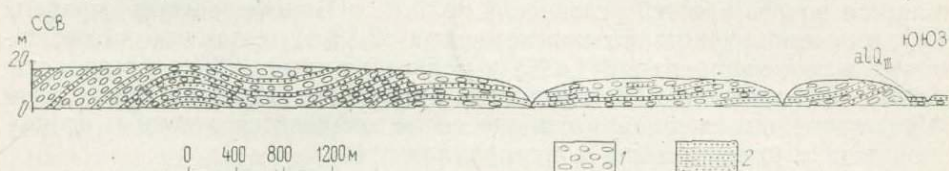


Рис. 22. Строение руслово-пойменного комплекса биранджинской свиты на восточном берегу Тугурского залива (по В. В. Вихлянцеву, 1963).

1 — галечники, валунники, слабо сцементированные конгломераты; 2 — пески, глины, слабоцементированные пески и алевролиты

Из верхнемиоценовых — нижнеплиоценовых отложений наиболее хорошо сопоставляется с описываемой подформацией толща выветрелых валунников и галечников, мощность которой в грабанах Чукчагиро-Нимелено-Тугурской группы составляет 29—97 м, а в Орельском грабене достигает 85 м.

Во всех рассмотренных примерах в составе подформации резко преобладают средние- и крупнозернистые пески и галечники, а глины и алевролиты являются второстепенными членами. Мощность ее повсеместно измеряется десятками и сотнями метров, причем намечается сокращение мощности вверх по разрезу: от 431—1100 м в эоцене до 150—500 м в верхнем олигоцене и 29—97 м в верхнем миоцене — нижнем плиоцене.

В наиболее хорошо изученном разрезе подформации, — в разрезе эоценовых отложений Бирофельдского грабена, — четко устанавливается ее ритмичное строение. Ритмы двучленные (песчаник → аргиллит, реже песчаник → алевролит и алевролит → аргиллит), иногда трехчленные (конгломерат → песчаник → аргиллит). Граница между ритмами и между элементами ритмов резкая, без постепенных переходов. В нижней половине разреза мощность нижних элементов ритма, как правило, в три-пять раз превышает мощность верхних элементов; выше мощность верхних элементов близка к мощности нижних или превышает ее.

Одним из наиболее древних проявлений алевроито-глинистой подформации является разрез нижнего — среднего олигоцена в центральной части Переяславского грабена.

* Основание разреза не наблюдалось.

В районе с. Екатеринославка видимая (неполная) мощность нижне-среднеолигоценовых отложений, вскрытых буровой скв. № 5-ок, составляет 213 м [40]. В составе толщи резко преобладают глины — зеленовато-серые, оливково-зеленые и бурые с пропластками алевритов, углистых глин и бурых углей. По простираанию описываемые образования сменяются песчано-алевритовыми, а в прибортовых частях грабена — глинисто-дресвянисто-щебенистыми отложениями.

Типичным проявлением позднеолигоценовой алевритово-глинистой подформации является бирофельдская свита в стратотипическом разрезе.

- | | |
|--|-------|
| 1. Песок мелкозернистый темно-зеленый на глинистом цементе | 5,2 |
| 2. Глина уплотненная светло-коричневая («кремовая») с раковинным изломом | 109,5 |

К описываемой подформации, по нашему мнению, следует относить также олигоценовые (54 м), средне-верхнемиоценовые и нижнеплиоценовые (212 м) отложения Восточно-Даргинского грабена, олигоценовые, нижне- и среднемиоценовые отложения Нимелено-Омальского грабена (275 м), верхнемиоценовые и нижнеплиоценовые отложения Софийского грабена (126 м).

Угленосная подформация появляется в разрезе, начиная с раннего — среднего олигоцена. Типичным проявлением подформации является разрез нижней угленосной толщи в Бирофельдском грабене [40], в котором участвуют конгломераты (2,1%), песчаники среднезернистые и разнозернистые (41,4%) и мелкозернистые (23%), алевриты (6,3%), аргиллиты (11,1%), углистые аргиллиты (12,1%) и бурые угли (4%); четко выраженной ритмичности не отмечается; глины гидрослюдистые с каолинитом и монтмориллонитом.

В позднем олигоцене угленосные образования формировались в Гурской, Налевской и некоторых других депрессиях. В Гурской депрессии в основании разреза залегает пачка (20 м) слабосцементированных конгломератов; вышележащая продуктивная толща (330—380 м) сложена чередующимися песками (или слабосцементированными песчаниками) и глинами, которым подчинены пласты и пропластки бурого угля. Строение толщи ритмичное, ритмы, как правило, трехчленные (песок → глина → бурый уголь). В средней части толщи залегает пласт (3—4 м) липаритового туфа. Продуктивная толща (150 м) налевской свиты также представляет собой чередование конгломератов, серых песчаников (от мелкозернистых до грубозернистых) и пестрых глин с пластами (до 1,5—2 м) и прослоями бурого угля, лигнита и сажки.

Раннемиоценовые проявления угленосной подформации представлены нижней (угленосной) подсвитой ушумунской свиты, распространенной в Бирофельдском, Переяславском, Восточно-Даргинском, Хабаровском и некоторых других грабенах. В разрезе Ушумунского бурогоугольного месторождения (Бирофельдский грабен) нижнемиоценовая угленосная подформация имеет следующее строение.

- | | |
|--|------|
| 1. Уголь бурый матовый с полураковинистым изломом, с прослоем углистой глины (1 м) и двумя прослоями глины (0,4 и 0,6 м) | 5,2 |
| 2. Алеврит темно-серый плотный | 1,6 |
| 3. Глина углистая темно-бурая | 3,2 |
| 4. Алеврит светло-серый плотный | 3,4 |
| 5. Глина углистая | 2,2 |
| 6. Алеврит зеленовато-серый плотный с прослоями песка (0,6 м), глины (1 м), бурого угля (0,15 м) | 11,9 |
| 7. Глина зеленовато-серая плотная | 2,9 |
| 8. Алеврит зеленовато-серый плотный | 8,9 |
| 9. Песок полимиктовый мелкозернистый серый | 1,9 |
| 10. Алеврит, аналогичный сл. 8 | 9,9 |
| 11. Глина серая с прослоем углистой глины (0,1 м) | 5,5 |
| 12. Алеврит, аналогичный сл. 8 | 5,9 |
| 13. Песок полимиктовый мелкозернистый глинистый | 5,0 |
| 14. Алеврит зеленовато-серый плотный с прослоями песка (1 м), | |

глины (0,4 м), углистой глины (0,05 м) и бурого угля (0,2 м)	53,5
15. Глина аргиллитоподобная зеленовато-серая	1,4
16. Алеврит, аналогичный сл. 8	46,5
17. Глина зеленовато-серая	2,5
18. Алеврит, аналогичный сл. 8	4,5
Мощность по разрезу 164,1 м.	

В составе подформации преобладают алевриты (82%) и глины (11%) при очень ограниченном содержании песка (около 5%) и полном отсутствии галечников.

В Переяславском грабене для нижнемиоценовой угленосной подформации характерно ритмичное переслаивание глин (41,1%), песков (37,7%) и алевритов (до 14%). Пласты и пропластки бурого угля составляют 4,4% ее мощности; кроме того, присутствуют известковистые песчаники, единичные пласты глинистого известняка и диатомита. Мощность подформации достигает 480 м. Для нее характерны двучленные (песок → глина, алеврит → глина, алеврит → уголь, глина → уголь) и в меньшей степени трехчленные (алеваит → глина → уголь) ритмы. Как правило, более мощным в двучленных ритмах является верхний, а в трехчленных — средний элемент ритма; исключения составляют ритмы типа алеврит → уголь и глина → уголь, где более мощным оказывается нижний элемент.

Наиболее молодым проявлением угленосной подформации является верхняя продуктивная толща (650—750 м) Верхне-, Средне- и Нижнебикинского месторождений, возраст которой оценивается как ранне-среднемиоценовый. В центральных частях впадин толща сложена серыми и зеленовато-серыми алевритами и глинами, которым подчинены пласты углистых глин и бурого угля (мощность до 30—35 м). В направлении от центральных к краевым частям впадин глины и алевриты замещаются песками и галечниками, а пласты угля расщепляются и замещаются глинами, алевритами и т. д.

Таким образом, угленосная подформация распространена в сравнительно узком стратиграфическом диапазоне (олигоцен — средний миоцен); состав ее закономерно изменяется от преимущественно песчаного в раннем-среднем олигоцене до преимущественно алеврито-глинистого в раннем и среднем миоцене.

Туфо-диатомито-глинисто-алеваитовая подформация олигоцен-раннемиоценового возраста, представляющая чередование тонких (от первых сантиметров до десятков сантиметров) слоев алевритов, песчаников, аргиллитов, диатомитов, трепелов, туфоалеваитов, туфопесчаников, туффитов и туфов общей мощностью 90—95 м, обособляется в пределах Орельского грабена и, по-видимому, представляет промежуточное звено, связывающее континентальную молассу с туфо-диатомитовыми образованиями вулканического пояса.

Какой-либо закономерности во взаимоотношениях между подформациями не наблюдается. Если в Бирофельдском и Переяславском грабенах в основании формации располагается песчано-галечниковая подформация, то в Верхне- и Среднебикинской впадинах это положение занимает угленосная, а в Орельском грабене — туфо-диатомито-глинисто-алеваитовая подформация. В ряде случаев разрез завершается алеврито-глинистой подформацией, но в Нимелено-Омальском грабене верхней является песчано-галечниковая, а в Средне- и Верхнебикинской впадинах — угленосная подформация. Суммарная мощность континентальной молассы в отдельных структурах изменяется от 170—180 до 1500—2000 м.

Описав впервые порфиновую формацию Сихотэ-Алиня [154], автор включил в ее состав как верхнемеловые, так и палеогеновые и неогеновые вулканогенные образования. Последующие исследования [94, 127] показали, что подобное понимание объема формации является излишне

расширенным и не способствует выявлению различных по своей сущности стадий орогенного этапа развития Сихотэ-Алинской складчатой системы. В настоящее время автор считает, что вместо выделявшейся им ранее порфировой формации целесообразно выделять две группы формаций: группу андезит-дацит-липаритовых формаций, или соответственно порфировую надформацию, сохраняющую все основные признаки выделявшейся ранее одноименной формации: широкое площадное распространение и большую мощность, одновременное присутствие пород кислого (преимущественно туфы и туфолавы) и среднего (преимущественно лавы) состава, тесную ассоциацию с интрузивными габбро-диорит-гранодиоритовой и диорит-гранодиорит-гранитовыми надформациями, резко несогласное наложение на все геосинклинальные формации, и группу липарит-базальтовых формаций, или контрастную надформацию [160].

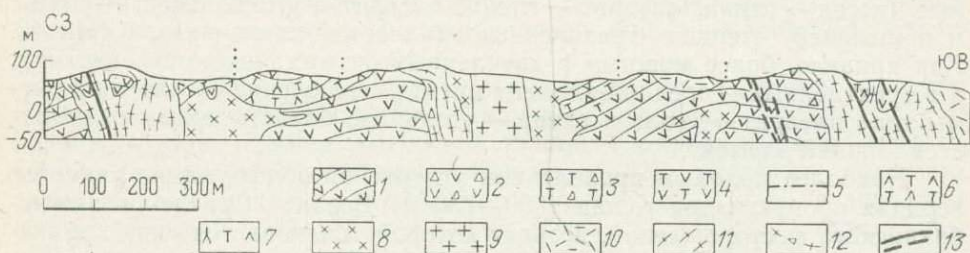


Рис. 23. Строение андезит-дацит-липаритовой надформации по правому берегу р. Амур, юго-восточнее с. Больше-Михайловское (по В. И. Сухову, 1966):

1 — андезиты; 2 — лавобрекчии андезитов; 3 — туфовые брекчии андезитов; 4 — туфы андезитов; 5 — туффиты; 6 — туфы дацитов; 7 — туфовые брекчии дацитов; 8 — диоритовые порфириты; 9 — диориты; 10 — кварцевые порфиры потоков; 11 — кварцевые порфиры экструзивные; 12 — лавобрекчии кварцевых порфиров; 13 — дизъюнктивные нарушения

В пределах описываемой территории андезит-дацит-липаритовая надформация представлена дацит-андезитовой и дацит-липаритовой формациями, охватывающими вулканогенные толщи позднемелового возраста. Наглядное представление о ее строении дают рис. 20 и 23.

Дацито-андезитовая формация представляет собой сочетание излившихся и экструзивных андезитов амфиболовых и амфибол-пироксеновых, андезито-дацитов, дацитов, различных туфов, туфоаргиллитов, туфоалевролитов, туфопесчаников, туфоконгломератов и т. д. Типичными проявлениями формации на описываемой территории являются больбинская и самаргинская свиты и их аналоги. К числу разрезов, характеризующих строение андезит-дацитовой формации раннесенонского (сантонского) возраста, относятся разрезы больбинской свиты на правом берегу р. Амур между пос. Тыр и оз. Кади, изучавшиеся Л. П. Ботылевой, В. И. Суховым, З. П. Потаповой, В. Г. Плахотником, В. А. Шуршалиной и другими исследователями (см. рис. 20).

Севернее оз. Кади разрез больбинской свиты имеет следующее строение.

1. Туф андезитового состава алевритовый зеленовато-серый	около 30
2. Андезит зеленовато-серый	40
3. Туф, аналогичный (1)	50
4. Андезит, аналогичный (2)	25
5. Туф, аналогичный (1)	15
6. Андезит, аналогичный (2)	80
7. Туфобрекчии андезитового состава	50—70
8. Андезит амфиболовый темно-серый	20
9. Андезит пироксеновый черный	20

Мощность по разрезу 330—350 м, в том числе мощность андезитов различного состава 185 м, туфов 95 м, туфобрекчий 50—70 м.

Описанная толща четко разделяется на две части, нижняя из которых (слои 1—6, мощность 240 м) представляет ритмичное чередование туфов и андезитов, а верхняя (слои 7—9), начинающаяся мощной пачкой туфобрекчий, сложена покровами андезитовых лав. Сходное строение имеет формация в районе с. Больше-Михайловское, где ее мощность, по данным Л. П. Ботылевой и В. И. Сухова, достигает 750—800 м. Нижняя часть разреза (около 300 м) представляет переслаивание туфов андезитового состава с покровами андезитов, реже дацитов; верхняя, начинающаяся мощной (65 м) пачкой туфобрекчий и туфов андезитового состава, сложена чередующимися покровами амфиболовых и амфибол-пироксеновых андезитов.

Активную роль в накоплении вулканитов дацит-андезитовой формации играли вулканические аппараты центрального типа, приуроченные к разломам различного простирания, а также к пересечениям разноориентированных разломов. О широком распространении вулканов центрального типа свидетельствуют многочисленные субвулканические интрузии, комагматичные образования больбинской и самаргинской свит, а также экструзивные тела трубно-, воронко- и штокообразной формы, сложенные андезитами, андезито-дацитами, диоритовыми и кварц-диоритовыми порфиритами, а в наиболее глубоких частях—диоритами и кварцевыми диоритами. Размеры экструзивных тел от 0,1 до 2,2 км в поперечнике. Контакты с вмещающими породами крутые. Экструзивные породы характеризуются наличием серийно-порфировых структур, флюидальных текстур, аутометаморфических изменений, а в ряде случаев глубокой гидротермальной переработкой до состояния пропилитов и вторичных кварцитов. Экструзии, связанные с эффузивами больбинской свиты, известны в районе с. Тыр, юго-восточнее с. Больше-Михайловское, в бас. ручья Толстого, в районе мыса Табах и т. д.

Андезиты больбинской свиты по своему химическому составу занимают промежуточное положение между андезитами нормальной основности и андезито-дацитами. Андезиты из нижней части свиты несколько обеднены щелочами; в то же время породы из верхней части свиты характеризуются несколько повышенной щелочностью, приближаясь к латитам по Р. Дэли. Андезиты самаргинской свиты отличаются от андезитов больбинской свиты более высоким содержанием фемической составляющей и меньшим содержанием кварца; и андезиты, и андезито-дациты самаргинской свиты богаты щелочами и насыщены (или слабо пересыщены) кремнезёмом.

Дацит-липаритовая формация сложена липаритами, фельзо-липаритами, липарито-дацитами, дацитами, игнимбритами, пепловыми и кластическими туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и т. д. Разновозрастные проявления дацит-липаритовой формации имеют более существенные различия, чем соответствующие проявления дацит-андезитовой формации. Обращает на себя внимание широкое распространение дацитов среди толщ сенонского возраста и резкое преобладание липаритов в составе толщ датского (или датского—раннепалеоценового) возраста. Состав, строение и мощность формации изменяются также в зависимости от структурного положения.

Разрез татаркинской свиты по правому берегу Амура между с. Больше-Михайловским и устьем ручья Мельничиха, изученный В. И. Суховым и Л. П. Ботылевой, характеризует строение дацит-липаритовой формации кампанского возраста в осевой зоне длительно прогибавшейся синклиналильной структуры.

- | | |
|--|----|
| 1. Туфы дацитов литокристаллокластические псефитовые светло-зеленые с прослоями пеплового туфа | 20 |
| 2. Чередование силифицированных псаммитовых и пепловых туфов дацитского состава | 8 |

3. Туфы дацитов псаммитовые, по простиранию переходящие в туфобрекчии	6
4. Туфы дацитов пепловые	14
5. Туфобрекчии с прослоями псаммитовых кристаллокластических туфов дацитов	40
6. Туфобрекчии с многочисленными обломками вмещающих пород	59
7. Глыбовые агломератовые туфы и псефитовые туфы дацитов	80
8. Лапиллиевые туфы дацитов	25
9. Глыбовые агломератовые туфы дацитов	12
10. Чередование псефитовых и лапиллиевых туфов дацитов	60
11. Глыбовые агломератовые туфы	90
12. Туфобрекчии дацитов с пропластками псефитовых и агломератовых туфов	145
Мощность по разрезу — 560 м.	

Верхняя часть маломихайловской серии в этой зоне также сложена преимущественно туфами, но состав их, главным образом липаритовый. Характерный разрез составлен В. В. Кулаковым и Н. Н. Егоровой по буровым скважинам в районе курорта Анненские Воды.

1. Туфоконгломераты с прослоями псефитовых пепловых туфов	16
2. Туфы липаритов литовитрокристаллокластические	16
3. Туфоконгломераты с прослоями туфопесчаников и кристаллокластических туфов	17
4. Туфопесчаник	1,3
5. Туф липаритов витрокристаллокластический	2
6. Туфоконгломераты с прослоями туфопесчаников и литовитрокристаллокластических туфов	34
7. Туфопесчаник	4
8. Туфы липаритов литокристаллокластические	36
9. Туфоконгломераты с прослоями туфопесчаников и литовитрокристаллокластических туфов	34
10. Туф липарита витрокристаллокластический	2
11. Туфоконгломерат	1
12. Туф липарита литокристаллокластический	5
13. Туф липарита кристаллокластический	3
14. Туфопесчаник	5
15. Туф липарита литокристаллокластический	10,5
16. Туф липарита кристалловитрокластический	13
17. Туфоконгломераты с прослоями туфов, туфопесчаников и туфогиллитов	11,6
18. Туф липарита литокристаллокластический	11
19. Туфоконгломераты с прослоями туфов, туфопесчаников и туфогиллитов	6,5
20. Туф липарита литокристаллокластический	0,8
21. Туфоконгломерат	2,5
22. Липарит с линзами туфов	25
23. Туф липарита литокристаллокластический	5
24. Липарит с редкими линзами туфов	70
Мощность по разрезу 332,2 м.	

На участках, где в течение длительного времени преобладали поднятия как более ранние, так и более поздние проявления описываемой формации представлены пепловыми туфами, туфолатами и игнимбритами, образующими разрозненные поля площадью 200—500 км². Небольшие поля туфолат и пепловых туфов мощностью 80—100 м, сопоставляемые с ольгинской свитой, распространены в Среднем Сихотэ-Алине. Породы тахинской свиты (до 400 м), представленные желтовато-серыми, розовыми и лиловато-серыми туфолатами и игнимбритами, образуют, по данным Г. М. Левитана, разобщенные поля в междуречье Хуту и Гура и выполняют вулканотектоническую депрессию Сихотэ.

Таким образом, в зонах длительного прогибания в составе формации преобладают туфы, туфобрекчии, туфолата дацитового и липаритового состава; наиболее широкое распространение пород дацитового состава характерно для более раннего проявления формации в пределах Тахинского массива; в остальных случаях преобладают породы липаритового состава; повсеместно присутствуют туфогенно-осадочные породы. В зонах, характеризующихся чередованием восходящих и нисхо-

дящих движений, широко распространены туфоловы и туфы преимущественно липаритового состава; породы дацитового состава распространены исключительно в пределах Тахтинского массива в составе татаркинской свиты; туфогенно-осадочные породы распространены ограниченно. В зонах длительного поднятия распространены исключительно игнимбриты и туфоловы липаритового состава. Мощность формации и площади ее распространения закономерно уменьшаются от зон прогиба к зонам поднятия.

Экструзии и эруптивные аппараты, связанные с образованиями дацит-липаритовой формации, распространены преимущественно в зонах знакопеременных движений и приурочены к разломам северо-восточного, северо-западного и близширотного простирания. Экструзии, связанные с породами ольгинской и татаркинской свит, сложены андезитодацитами, дацитами, фельзитами и кварцевыми порфирами; экструзии, ассоциирующиеся с тахобинской свитой и верхней частью маломихайловской серии, состоят из фельзитов, витролипаритов, трахилипаритов. Форма экструзивных тел трубко- и воронкообразная, куполовидная (от 0,1 до 3 км в поперечнике), часто дайкообразная. Контакты крутые, извилистые; в эндоконтакте почти повсеместно распространены мантийные брекчии. Для экструзивных пород характерны высокая (до 60%) насыщенность порфиrowыми выделениями, повсеместная раздробленность вкрапленников, автометаморфизм (серицитизация полевых шпатов, мусковитизация биотита), глубокая гидротермальная переработка. Немногочисленность эруптивных аппаратов центрального типа при больших площадях распространения вулканитов описываемой формации косвенно свидетельствует о значительном распространении небольших вулканических аппаратов с подводящими каналами трещинного типа, причем вулканическая деятельность не сосредотачивалась на долгое время в каком-либо пункте и не была исключительно приурочена к какой-либо линии или зоне, т.е. о проявлении ареального вулканизма [64].

По химизму породы дацит-липаритовой формации относятся к известково-щелочной серии [37], занимая промежуточное положение между типами Пеле и Лассен-Пик. Породы татаркинской свиты (от среднего липарита до слюдяного андезита по Р. Дэли) богаты щелочами и бедны кремнеземом; содержание щелочей переменное, чаще наблюдается преобладание калия над натрием. Породы ольгинской свиты близки к средним липаритам Дэли; для них характерны повышенное содержание кремнекислоты, пересыщенность глиноземом, низкое содержание магнезии, высокое содержание щелочей и преобладание калия над натрием. Породы тахобинской свиты и верхней части маломихайловской серии очень близки к породам ольгинской свиты, отличаясь меньшим содержанием окислов железа и марганца и несколько возросшим содержанием натрия. Многими геологами [137, 154, 157, 185] отмечено характерное для описываемой группы двукратное чередование формаций (прилож. 3), причем основание макроритма каждый раз сложено дацит-андезитовой, а верхняя часть — дацит-липаритовой формацией. Проявление ритмичности обусловлено чередованием тектонических движений различного знака, охватывающих обширные территории.

К **липарит-базальтовой надформации** отнесены вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования палеогенового и миоценового возраста, принадлежащие пяти формациям: андезит-базальтовой, андезит-дацит-туфовой, липаритовой, трахит-трахилипаритовой и туфо-диатомитовой (прилож. 4).

Наиболее широко распространенная **андезит-базальтовая формация** сложена андезит-базальтами, базальтами, долеритами, мандельштейнами, экструзивными андезитами, дацитами, туфами и туфобрекчиями эоценового (кузнецовская свита) и ранне-среднемиоценового (кизинская свита) возраста. Мощность формации от 200 до 1000 м; поро-

ды, как правило, слагают обширные поля, в пределах которых наблюдается чередование лав различного состава и структуры.

В детально изученном В. И. Суховым разрезе андезит-базальтовой формации эоценового возраста, обнажающемся по правому берегу Амура в районе пос. Старый Кабель, резко преобладают андезито-базальты (70%), которым подчинены долериты (около 26%).

1. Андезито-базальты буровато-серые, в основании покрова массивные афировые, в верхней части — пористые порфиоровидные с многочисленными миндалинами	23
2. Долериты темно-серые, в основании покрова мелкозернистые со столбчатой отдельностью, выше пористые	21
3. Андезито-базальты массивные	18
4. Андезито-базальты, аналогичные (1)	14
5. Андезито-базальты темно-серые, внизу мелкопористые, кверху переходят в шлаковидные лавобрекчии	18
6. Долериты темно-серые, в верхней части покрова сменяются пористыми андезито-базальтами	8
7. Андезито-базальты, аналогичные (5)	26
8. Долериты массивные со столбчатой отдельностью	23
9. Андезито-базальты миндалекаменные темно-серые	15
10. Туф псаммитовый буро-красный	0,2
11. Покров, сложенный в основании долеритом темно-серым массивным со столбчатой отдельностью; в средней части — андезито-базальтом пористым зеленовато-коричневым; в верхней части — андезито-базальтом шлаковидным коричневаточерным	18
12, 13. То же	20 и 23
14. Андезито-базальты, в основании массивные буровато-серые, выше — пористые и брекчиевидные серые	50
15. Андезито-базальты, аналогичные (5)	25
16. Долериты массивные серые, кверху переходят в пористые брекчиевидные	25
17. Туф псаммитовый кирпично-красный	4
18. Андезито-базальт со стекловатой основной массой	31
19. Туф пелито-псаммитовый буро-красный	10
Мощность по разрезу — 372,2 м.	

В изученном М. А. Ахметьевым разрезе андезит-базальтовой формации ранне-среднемиоценового возраста, вскрытом буровой скважиной в верховьях руч. Бол. Чильба, андезито-базальты и базальты присутствуют примерно в равных количествах; на долю андезитов приходится 13%, а на долю долеритов около 3% мощности. Для всех (независимо от возраста) проявлений описываемой формации, расположенных вблизи западной границы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, характерно практически полное отсутствие туфов и туфогенно-осадочных пород. При этом для разрезов кузнецовской свиты характерно широкое распространение андезитов и андезито-базальтов, а для разрезов кизинской свиты преобладание базальтов. Такое же строение имеют проявления описываемой формации в западных предгорьях Сихотэ-Алиня. Совершенно иную картину представляет изученный М. А. Ахметьевым, В. Г. Плахотником, С. А. Салуном и А. С. Тишиной разрез кизинской свиты, обнажающийся в береговых обрывах побережья Татарского пролива южнее устья р. Нельма, где значительную роль играют туфы и туфогенно-осадочные породы.

1. Базальты черные афанитовые	15
2. Туфоконгломераты слабосцементированные с галькой средних размеров, состоящей преимущественно из кристаллокластических туфов	6
3. Туфы, чередующиеся с туффитами, псаммитовые с остатками обломков древесины и растительного детрита	10—12
4. Агломераты с линзовидными покровами базальтов	до 100
5. Базальты и мандельштейны с редкими линзами агломератов	20
6. Пачка, состоящая из чередующихся прослоев туффитов, диатомитов, туфов и маломощных линзовидных покровов базальтов	50

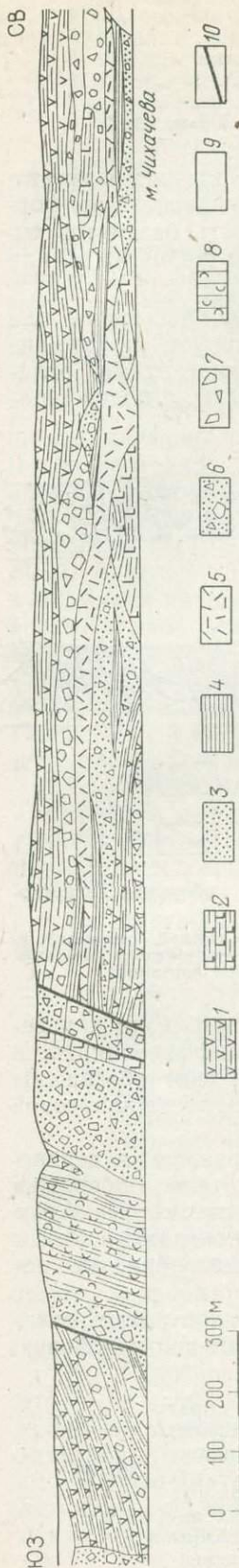


Рис. 24. Строение андезит-базальтовой формации в зоне побережья пролива Невельского (по М. А. Ахметьеву, 1965).
 1 — плитчатые андезиты; 2 — базальты; 3 — мелкообломочные туфы; 4 — туфогенно-осадочные породы; 5 — туфы лацитов; 6 — туфы дацитов; 7 — туфобрекнии; 8 — агломераты; 9 — фельзиты; 10 — современные осипи; 10 — разрывные нарушения

7. Чередование (иногда ритмичное) туфов, агломератов, линзовидных покровов андезито-базальтов, туффитов и диатомитов около 150
 8. Агломераты основного состава, чередующиеся с редкими линзовидными покровами базальтов и андезито-базальтов 80—85
 9. Андезиты серые афировые и олигофировые тонкоплитчатые 150
 10. Туфы литокристаллокластические псефитовые и псаммитовые до 100
- Мощность по разрезу 680—690 м.

Аналогичное строение имеют все разрезы кизинской свиты, обнажающиеся в береговых обрывах пролива Невельского и Татарского пролива к северу от бухты Сизиман (рис. 24).

Особое положение среди образований формации занимают вулканические аппараты, среди которых преобладают экструзивные купола и дайки, сложенные габбро-диоритами, андезитами, андезито-дацитами, трахиандезитами, изредка фельзитами. Размер экструзивных куполов от первых метров до 5 км в поперечнике, площадь до 20—30 км², склоны крутые (45—60°), контакты резкие. Экструзивными образованиями сложены многочисленные горы, возвышающиеся над платообразными покровами миоценовых базальтоидов, в том числе гора Коническая на водоразделе рек Пото и Нигирь, горы Кастри, Казакевичи, Арбат, Давыдова, Татарка на побережье залива Чихачева, горы Острая, Снежная, Купол на левобережье р. Тумнин. Штоки трахиандезитов и трахибазальтов располагаются внутри крупных кальдер «Уйские высоты» (западнее Советской Гавани) и «Тигровый дом» (восточнее Хабаровска).

В небольших грабенах и грабенообразных структурах, заложившихся в палеогене — миоцене, наблюдается тесная ассоциация андезит-базальтовой формации с континентальной молассой. В Вяземской грабенообразной структуре, по данным Ю. Г. Струве, ранне-среднемиоценовая андезито-базальтовая формация фациально замещается одновозрастной алевроито-глинистой подформацией. Разрез, вскрытый буровой скважиной, имеет следующее строение.

1. Базальт	31
2. Глина темно-серая, в нижней части со щебнем базальта	18
3. Глина красная	11
4. Базальт	11
5. Глина темно-серая	5
6. Базальт	10
7. Чередование базальтов с темно-серыми глинами	83
8. Глина серая песчанистая	15

9. Песок мелкозернистый глинистый с галькой	14
10. Глина с песком и галькой	5
11. Глина белая с примесью пирокластического материала	8
12. Глина песчанистая	1
13. Песок с галькой	2

Мощность по разрезу 217 м (в том числе глин около 103 м, или 47,4%, песка 16 м, или 7,4%, базальтов 98 м, или 45,2%).

В грабенообразных структурах бассейна р. Горин андезит-базальтовая формация также замещается в основном алевроит-глинистой подформацией. При общей мощности разреза 213 м мощность базальтов составляет 153 м, или 72%, туфов 15 м, или 7%, глин и щебня 45 м, или 21%.

Породы кузнецовской свиты известково-щелочные, насыщены или слабо насыщены кремнеземом, занимают промежуточное положение между кварцевыми и нормальными базальтами и андезитами, отличаюсь от среднего андезито-базальта некоторым избытком полевошпа-

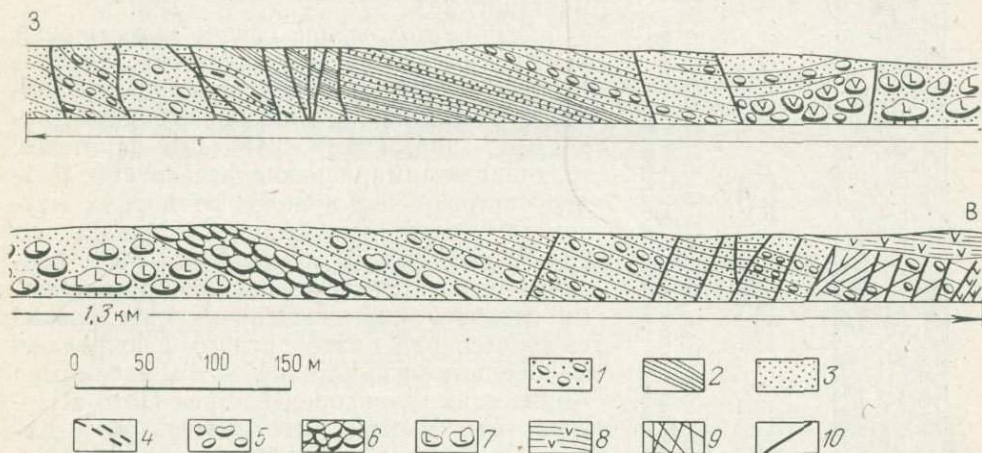


Рис. 25. Схема строения андезит-дацит-туфовой формации в зоне побережья Татарского пролива (по М. А. Ахметьеву, 1965).

1 — туфы литокластические; 2 — туфоаргиллиты; 3 — туфопесчаники; 4 — прослой, состоящий из уплощенных обломков плитчатого андезита; 5 — туфоконгломераты; 6 и 7 — агломераты базальтов; 8 — плитчатые андезиты; 9 — зона дробления; 10 — дизъюнктивные нарушения

товой извести. Породы нижней части кизинской свиты близки к известково-щелочной ассоциации Лассен-Пик. Поздние дифференциаты и экструзивные образования кузнецовской и кизинской свит обогащены щелочами, иногда пересыщены глиноземом; содержание полевошпатовой извести в них понижается.

К андезит-дацит-туфовой формации отнесены образования верхне-олигоценовой сизиманской свиты, распространенные в зоне побережья Татарского пролива и пролива Невельского между устьями рек Амур и Тумнин, представленные различными туфами, туфоконгломератами и туфобрекчиями, которым подчинены маломощные линзообразные покровы андезитов и дацитов (рис. 25).

В южной части залива Чихачева, в поселке Круглое разрез сизиманской свиты (100—110 м), характеризующий андезит-дацит-туфовую формацию, описан М. А. Ахметьевым и С. А. Салуном.

1. Дациты анортоклазовые серые и темно-серые с резко выраженной порфиroidной структурой, дацитовые игнимбриты, маломощные линзовидные покровы миндалекаменных андезитов
2. Туфы псефитовые и агломераты, состоящие из остроугольных или слегка округлых глыб и обломков миндалекаменных андезитов и анортоклазовых дацитов; реже встречаются обломки кварцевых порфиров, гранитов, порфиритов и т. д.; цемен-

тирующий материал — кристаллокластические туфы, состоящие из обломков кристаллов, полевых шпатов, кварца, роговой обманки и биотита; содержание грубообломочного материала сокращается вверх по разрезу	35—40
3. Туфы кристалловитрокластические алевритовые светло- и буровато-серые слоистые, состоящие из мелких обломков кристаллов плагиоклаза и начело разложившегося вулканического пепла, превратившегося в глинистое вещество	до 0,5
4. Туфы кристаллокластические серые и зеленовато-серые	2
5. Туфобрекчии дацитового состава с прослоями агломератов и псефитовых туфов	30

Липаритовая формация на описываемой территории представлена липаритами, фельзитами, обсидианами, дацитами, их туфами и туфолавами, в совокупности образующими кхунцинскую свиту позднеолигоценного возраста. Мощность формации, локализующейся в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, измеряется первыми сотнями метров. В бассейне среднего течения р. Самарги, в верховьях р. Ягума, основание формации, по данным В. Г. Плахотника и А. С. Тишиной, сложено псефитовыми кристаллокластическими туфами (10 м). Выше залегают светлоокрашенные липариты (200—250 м) с флюидальной текстурой основной массы с вкрапленниками кварца, санидина, плагиоклаза и биотита размером 1—3 мм, составляющими до 30—40% породы. В верховьях р. Матвеевки (левобережье р. Ботчи), по данным М. А. Ахметьева и Л. П. Ботылевой, формация (150 м) сложена чередующимися между собой зеленоватыми, желтоватыми и розовыми фельзитами и липаритами с фельзитовой или липаритовой структурой основной массы и четко выраженной флюидальной текстурой; в нижней части разреза присутствуют также пласты и покровы туфов, туфолав и игнимбритов. Верхнеолигоценые липариты пересыщены кремнеземом и глиноземом и умеренно насыщены щелочами. Содержание полевошпатовой извести низкое, соотношения между К и Na непостоянные.

Трахит-трахилипаритовая формация, распространенная в пределах Тахтинского массива, состоит из эффузивных и экструзивных андезитов, трахиандезитов, андезито-дацитов, дацитов, трахитов, липаритов, трахилипаритов и туфов, объединенных в колчанскую свиту позднеолигоценного возраста.

На правобережье р. Амур, в бассейне р. Бухтянки, описываемая формация, по данным Д. Н. Таюрского, имеет следующее строение.

1. Туфы и туфобрекчии	40
2. Дациты и трахидациты	140
3. Трахиандезиты и андезито-дациты пористые серые, заключающие пачку туфобрекчий	100
4. Дациты и трахидациты	40—50
5. Туфы псаммитовые и пелитовые с линзами (до 30 м) липаритовых игнимбритов	80
Мощность по разрезу 400—410 м.	

Приведенный разрез, по-видимому, характерен для длительно развивавшейся вулкано-тектонической структуры. По данным В. И. Сухова, здесь имела место следующая последовательность процессов: 1) образование экструзий и незначительных по протяженности потоков трахидацитов; 2) формирование экструзий трахидацитов, переходных к щелочноземельным трахитам; 3) эффузии и экструзии щелочноземельных трахитов; 4) внедрение даек латитов и андезитов.

На левобережье Амура (пос. Белая Гора, бассейн реки Колчан и др.), в составе формации преобладают экструзивные и излившиеся трахиты и липариты, а также туфы трахитового и липаритового состава; мощность толщ не превышает 250 м.

К туфо-диатомитовой формации мы относим преимущественно маломощные, но иногда достигающие мощностей в несколько сотен метров пачки ритмичного или незакономерного чередования тонкообломочных

и пепловых туфов, туффитов, опок, диатомитов, глин, бурых углей и т. д. Типичным примером туфо-диатомовой формации позднеолигоценового возраста является изученный вначале В. А. Ярмолюком, а затем В. Г. Плахотником разрез, обнажающийся в устье р. Биамо Кхуцинской. Здесь на размытую поверхность андезитов кузнецовской свиты налегает пачка (40—50 м) тонко переслаивающихся аргиллитов темно- и светло-серых и белых опок; мощность отдельных слоев от 2 до 25 см. В бассейне р. Амгу описываемой формации соответствует выделенная Г. М. Власовым толща (более 150 м), сложенная пепловыми туфами, туффитами и диатомитами. По нашему мнению, к туфо-диатомитовой формации следует относить также выделенную М. А. Ахметьевым ботчинскую свиту позднемиоценового возраста, имеющую следующее строение.

1. Переслаивание тонко- и мелкообломочных зеленовато-серых андезитовых туфов с маломощными прослоями андезито-базальтов, туфопесчаников и опок	12
2. Равномерное переслаивание опок и туфов	17
3. Туфопесчаники грязно-зеленые	20
4. Чередование опок тонкоплитчатых кремневидных и слабоуплотненных с маломощными прослоями туфов и туфопесчаников	120
Мощность по разрезу около 170 м.	

Отсутствие в породах грубого материала и чрезвычайно тонкая слоистость, характер которой сохраняется по всему разрезу, свидетельствуют, что формирование пород происходило в озерных условиях [4].

Как видно на прилож. 4, формации из группы липарит-базальтовых находятся в сложных соотношениях между собой. Если в эоцене, раннем и среднем миоцене практически повсеместным распространением пользовалась андезит-базальтовая формация, замещающаяся в немногочисленных грабенах песчано-галечниковой континентальной молассой, то в позднем олигоцене наблюдается значительное разнообразие формаций (андезит-дацит-туфовая, липаритовая, трахит-трахилипаритовая, туфо-диатомитовая), а в позднем миоцене сохраняется только туфо-диатомитовая формация, имеющая крайне ограниченное распространение.

Ранее считалось [137, 157], что олигоцен-раннемиоценовые излияния липаритов завершают ритм, начинающийся эоценовыми базальтодами. Сейчас стратиграфические представления уточнены, установлено наличие длительного (не менее 5—6 млн. лет) перерыва, отделяющего кхуцинскую и колчанскую свиты от кузнецовской, и становится ясным, что позднеолигоценовые липариты предшествуют миоценовым базальтоидам. Таким образом, строение олигоцен-миоценовой вулканогенной серии прямо противоположно строению сантон-кампанской и маастрихт-датской серий. Не исключено, что в основании кузнецовской свиты также может быть выделена толща дацитов и липаритов. В этом случае можно будет говорить об эоценовой или палеоцен-эоценовой вулканогенной серии.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ФОРМАЦИИ

Орогенный комплекс в отличие от геосинклинального характеризуется широким распространением и разнообразием интрузивных образований, нередко играющих активную роль в формировании тектонических структур. Интрузии разделяются на позднемеловые (сенонские и сенондатские) и палеогеновые.

Сенонские интрузии, объединенные в Южном Сихотэ-Алине в татибинский, а в Среднем и Северном Сихотэ-Алине — в нижнеамурский интрузивный комплекс, распространены как в структурах Сихотэ-Алинской складчатой системы, как и в сопредельных с ней складчатых сооружениях, где принадлежат к образованиям синорогенной активизации. Большая часть интрузивных тел локализована в пределах Амуру-Уссу-

рийского синклинория (массивы Чаятынский, Лимурчанский и др.) и в зонах глубинных разломов — Бичи-Амурского (Бичинский и др.), Даубихинского (Аксакинский и др.), Центрально-Сихотэ-Алинского (Татибинский и Байлазский массивы). Серго-Михайловский, Чульбатский, Князевский и другие крупные плутоны расположены в северо-восточной части Хингано-Бурейнского массива; Кивунский и другие массивы локализовались в восточной части Амуро-Охотской системы, преимущественно в Удско-Амгунской поперечной зоне. В пределах Сихотэ-Алинского антиклинория и одноименного синклинория, а также в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса сенонские интрузии представлены преимущественно малыми интрузивными телами.

В составе нижнеамурского комплекса обособляются три, а в составе татибинского комплекса — две фазы внедрения. Первая фаза нижнеамурского комплекса представлена габбро, габбро-диоритами и диоритами*, образующими небольшие интрузии (в том числе субвулканические) и тела в составе сложно построенных массивов. Ко второй фазе нижнеамурского и к первой фазе татибинского комплекса отнесены гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты, биотит-роговообманковые граниты, реже плагиограниты, слагающие крупные массивы. Последняя фаза обоих комплексов представлена биотитовыми гранитами, аплитовидными гранитами и гранит-порфирами, образующими небольшие штоки и дайки. Завершают формирование комплексов дайки гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов и т. д.

Возраст нижнеамурского и татибинского комплексов определяется тем, что входящие в их состав интрузии прорывают и метаморфизуют досенонские образования (до удоминской свиты включительно), комагматичны породам больбинской и ольгинской свит и перекрываются образованиями самаргинской и тахобинской свит. Абсолютный возраст интрузивных пород нижнеамурского комплекса 90—115 млн. лет [69, 97], татибинского комплекса 80—120 млн. лет [53] (чаще 80—90 млн. лет).

Сенон-датские интрузии в Нижнем Приамурье представлены южно-охотским интрузивным комплексом, в Северном и Среднем Сихотэ-Алине — верхнеудоминской и баппинской интрузивными сериями [69, 107], в южном Сихотэ-Алине приморской серией [53], в Амуро-Амгунском междуречье — частью интрузий мяочанской серии [52]. Преобладающая часть интрузивных тел в отличие от сенонских интрузий локализовалась в пределах Сихотэ-Алинского синклинория и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (массивы Светлинский, Сандинский и др.). В пределах периклинали и восточного крыла Сихотэ-Алинского антиклинория расположены массивы Верхне-Удоминский, Большой Ян и др. Цепочка интрузий, протягивающаяся от массива горы Ко на северо-восток, приурочена к Центральному Сихотэ-Алинскому (Катэн-Коппинскому) глубинному разлому; к Даубихинскому разлому также приурочено несколько интрузивных тел.

Значительная часть сенон-датских интрузий сформировалась за пределами Сихотэ-Алинской складчатой системы: в Тахтинском массиве (Кумлинская и Маркрамская интрузии), в северо-восточной части Хингано-Бурейнского массива (Омельдинский массив, часть интрузий Мяо-Чанского района), в пределах Амуро-Охотской складчатой системы (интрузии Тугурского п-ова и хр. Эзоп).

Первая фаза южно-охотского комплекса представлена габбро-диоритами, монцонитами, диоритами и монцонитовыми диоритами, вторая — кварцевыми диоритами, гранодиоритами (нередко монцонитоидными) и биотит-роговообманковыми гранитами, третья — гранитами биотитовыми, лейкократовыми и аляскитовыми, щелочными гранитами и монцонитами. Дайки сложены гранит-порфирами, гранодиорит-порфи-

* Иногда породами ультраосновного состава.

рами, сиенит-порфирами и т. д. Нередко описываемые интрузии образуют сложные плутоны с участием сенонских или палеогеновых интрузий (Бекчи-Улский, Чалбинский и другие массивы).

Описываемые интрузивные образования прорывают породы ольгинской и татаркинской свит, комагматичны породам маломихайловской серии и несогласно перекрываются базальтами кузнецовской свиты; абсолютный возраст сенон-датских интрузий равен 65—85 млн. лет (чаще 68—80 млн. лет).

Палеогеновые интрузии в Нижнем Приамурье и Сихотэ-Алине представлены многофазным прибрежным комплексом [6, 69], охватывающим массивы Чепийский, Быстринский, Джари, Митькина Ключа, Мишунина Ключа, Ыйский, Дунинский, Тулучинский, Кетавский, Колбинский, Сомонский, Татарский, Верхнеискинский и др., расположенные в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Породы первой фазы образуют небольшие интрузивные тела, сложенные в центральной части кварцевыми диоритами, диоритами (иногда монцонитоидными) и сиенит-диоритами, а в апикальных и периферических частях — диорит-порфиритами, реже габбро-диоритами и габбро. Вторая фаза представлена гранодиоритами (часто монцонитоидными) и сиенит-диоритами, третья — лейкократовыми биотитовыми гранитами, аляскитами и щелочными гранитами, гранодиорит-порфирами и т. п. Интрузии первой фазы комагматичны породам кузнецовской свиты, интрузии второй и третьей фаз прорывают кузнецовскую свиту и перекрываются андезито-базальтами кизинской свиты. Абсолютный возраст интрузий 20—45 млн. лет.

К группе **габбро-диорит-гранодиоритовых формаций** отнесены сенонские интрузии нижеамурского и татибинского интрузивных комплексов, представляющие собой пример габбро-диорит-гранодиоритового формационного типа [94].

Характерной особенностью описываемой группы формаций, по Ю. А. Кузнецову, является тесная связь интрузивных образований с эффузивами, выражающаяся в пространственной приуроченности интрузивов к областям развития эффузивных толщ, в близком возрасте и составе эффузий и интрузивов. Характерна пестрота состава магматических комплексов, обусловленная многофазностью последних. Интрузивные тела в большинстве случаев являются продуктами внедрения магмы. Не менее характерно отсутствие или очень слабое развитие жильных аплитов и пегматитов, широкое распространение послегранитных даек кислого, среднего и основного состава. Интенсивность контактового метаморфизма изменяется в зависимости от размеров интрузивных тел; обычно он выражается в образовании контактовых роговиков с биотитом и турмалином.

Наличие существенных различий в размерах и морфологии интрузивных тел, в их геологической позиции, а также в их взаимоотношениях с эффузивными образованиями андезит-дацит-липаритовой надформации является, по нашему мнению, основанием для выделения в составе описываемой группы, по крайней мере, двух формаций: гранодиоритовой и габбро-диорит-гранодиоритовой.

Гранодиоритовая формация представляет собой совокупность интрузивных тел, сложенных главным образом гранодиоритами, плагиогранитами и тоналитами с участием кварцевых диоритов, биотит-роговообманковых и лейкократовых гранитов, иногда кварцевых монцонитов (массивы Чаятынский, Бичинский, Сидзяпинский, Шаманский, Корфовский, Подхоренковский, Аксакинский, Татибинский, Бейлазский и др.). Характерно однообразие структур и текстур интрузивных пород. Интрузивные тела расположены вне крупных полей разновозрастных вулканитов, часто приурочены к крупным горст-антиклинальным структурам (массивы Чаятынский, Подхоренковский и др.), или к глубинным разломам (массивы Бичинский, Аксакинский, Татибинский и др.). Форма

интрузивных тел резко удлиненная, неправильно овальная, реже — изометричная или близкая к ней, размеры от 200—300 до 1000 км². Интрузивные тела обычно сложены продуктами главной фазы внедрения, реже (в крупнейших массивах) встречаются породы, связанные с первой фазой внедрения. Контакты крутопадающие, реже пологие, сложной конфигурации. Вмещающие породы в зонах шириной от 0,1 до 5 км превращены в кварцевые, биотитовые или кордиеритовые роговики. Интрузивные породы в эндоконтакте несут следы ассимиляции вмещающих образований. Формирование интрузий происходило в условиях преобладающих поднятий после завершения геосинклинального этапа развития; магматические очаги располагались в пределах осадочно-метаморфического «слоя». По химизму породы описываемой формации относятся к известково-щелочному типу, занимают среднее положение между типами Пеле и Этны, близки к средним гранодиоритам по R. Дэли, характеризуются невысоким содержанием щелочей при преобладании Na над K; содержание кремнезема и извести обычно повышенное, глинозема, окисного и закисного железа и магнезии — пониженное.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация представляет совокупность преимущественно небольших (площадью от 1—3 до 30—50 км²) интрузивных тел, сложенных габбро, габбро-диоритами, монцонитами, диоритами, кварцевыми диоритами, диоритовыми порфиридами, кварцевыми монцонитами, гранодиоритами, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами, гранит-порфирами и т. д. Массивы обладают штокообразной, лакколитообразной или силлообразной формой, локализуются в зонах широкого распространения разновозрастных вулканитов («андезитовые прогибы», по М. Г. Золотову [65]) или по периферии этих зон. Строение интрузий сложное зональное (в апикальных частях диорит-порфириты или порфиридные габбро-диориты, в центральных — монцонитовые диориты, реже гранодиориты). Отмечается сходство петрографического состава с вмещающими эффузивными породами, разнообразие структур и текстур (от поликристаллических до эффузивных), обилие ксенолитов в эндоконтактах. Субвулканические интрузии диоритов и диорит-порфиритов связаны постепенными переходами с породами больбинской и синанчинской свит, интрузии гранодиоритов и гранодиорит-порфиритов — с породами татаркинской свиты, интрузии гранитов и гранит-порфиритов с породами ольгинской свиты [52, 53]. К описываемой формации относятся Кантагйинский, Кенадский и другие массивы Северного Сихотэ-Алиня, массивы улунгинской серии Э. П. Изоха [138] и т. д. Формирование интрузий совпадает с периодом накопления вулканитов больбинской (синанчинской) и ольгинской (татаркинской) свит.

К группе **диорит-гранодиорит-гранитовых формаций** отнесены интрузии, коагматичные маломихайловской эффузивной серии маастрихт-датского возраста (приморская интрузивная серия Южного Сихотэ-Алиня, верхнеудоминская серия Среднего и Северного Сихотэ-Алиня, южно-охотский комплекс Нижнего Приамурья). При наличии глубокого сходства с описанной выше габбро-диорит-гранодиоритовой надформацией по целому ряду признаков (связь с эффузивами, пестрота состава и многофазность магматических комплексов, закономерная эволюция состава от ранних фаз внедрения к поздним, механизм формирования интрузивных тел, характер контактового метаморфизма, наличие в составе надформации как гипабиссальных, так и субвулканических интрузий) диорит-гранодиорит-гранитовая надформация отличается более кислым составом продуктов всех трех фаз внедрения*, широким распространением в составе третьей фазы аплитовидных и пегматоидных гранитов. Породы диорит-гранодиорит-гранитовой надформации монцонито-

* Что вполне отвечает различиям в составе между соответствующими вулканогенными сериями.

идные, существенно калиевые, занимают промежуточное положение между известково-щелочным и щелочным типами. В составе надформации могут быть выделены все формации: **гранитовая**, к которой относятся Сандинский, Бяполи-Дякоминский и подобные им массивы, сформировавшиеся в датском веке и в начале палеоцена, и **диорит-гранодиорит-гранитовая**, охватывающая подавляющую часть интрузивных тел маастрихт-датского возраста. Основные признаки названных формаций сходны с признаками однотипных формаций из группы габбро-диорит-гранодиоритовых.

К **габбро-монзонит-щелочногранитовой надформации** мы относим интрузии палеогенового прибрежного интрузивного комплекса, представленные преимущественно небольшими (0,1—10 км в поперечнике) штокообразными интрузиями габбро, габбро-диоритов, диоритов, диорит-порфиров, монзонит-диоритов, сиенит-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, монзонит-гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, лейкократовых, биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов, нередко аплитовидных или пегматоидных, гранит-порфиров, щелочных гранитов, сиенит-порфиров и т. д., комагматичных эффузивам липарит-базальтовой надформации. Пестрота состава, многофазность, механизм формирования интрузивных тел, форма и размеры последних, слабое воздействие на вмещающие породы сближают описываемые образования с габбро-диорит-гранодиоритовой и диорит-гранодиорит-гранитовой формациями. Отличительными особенностями габбро-монзонит-щелочногранитовой надформации являются: присутствие среди образований третьей фазы щелочных гранитов и сиенит-порфиров с вкрапленниками санидина; локализация исключительно в пределах полей развития вулканитов*; длительность формирования (до 20—25 млн. лет).

По химизму надформация относится к группе щелочноземельных. Основные породы недосыщены кремнеземом, по содержанию феррических компонентов близки к базальтовым габбро, а кислые — к средним гранитам и гранодиоритам, отличаясь от них повышенной кислотностью. Для всех пород характерны повышенная щелочность, относительно высокое содержание магнезии и наличие свободной извести [97]. Соотношения между K и Na в сумме щелочей изменчивы [6]. Наличие глубоких различий в химическом составе, а также большой разрыв во времени формирования между породами первой и последующих фаз позволяют высказать предположение, что при более детальном изучении в составе описываемой надформации будут выделены формации.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Существенные различия в пространственном распространении верхнемеловых и кайнозойских образований, в их формационном составе и в морфологии тектонических и вулканотектонических структур позволяют разделить орогенный комплекс Сихотэ-Алинской складчатой системы на два структурных подэтажа — нижний (верхнемеловой) и верхний (палеогеново-неогеновый). Граница между подэтажами проводится по подошве палеогеновых отложений, налегающих на верхнемеловые несогласно, с четко выраженным перерывом.

Нижний структурный подэтаж охватывает верхнемеловые вулканиты (см. прилож. 3), представленные образованиями дацит-андезитовой и дацит-липаритовой формаций, а также позднемеловые и раннепалеогеновые интрузии, принадлежащие габбро-диорит-гранодиоритовой и

* М. А. Ахметьев и Л. П. Ботылева [6] считают, что олигоценовые интрузии локализируются в полосе, разделяющей Восточно-Сихотэ-Алинский пояс на две зоны — Восточную (преимущественно погружавшуюся) и Западную (преимущественно воздымавшуюся), и нередко приурочены к пересечению этой полосы с поперечными разломами близширотного простирания.

диорит-гранодиорит-гранитовой надформациям. Вулканогенные образования, входящие в состав подэтажа, широко распространены в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы, где они перекрывают большую часть Сихотэ-Алинского синклинория и отдельные участки Амуро-Уссурийского синклинория; кроме того, они почти полностью перекрывают Тахтинский массив, выполняют отдельные вулканарии в пределах Амуро-Охотской складчатой системы и Хингано-Буреинского массива и слагают небольшие поля в северной части Ханкайского массива. Еще более широко распространены интрузивные образования.

Ритмичное строение разреза позднемелового вулканогенного комплекса и различия в распространении вулканогенных толщ сантон-кампанского и маастрихт-датского возраста позволяют расчленить подэтаж на два структурных яруса — нижний, охватывающий вулканиты болыбинской и ольгинской свит и их аналогов и интрузии нижнеамурского и татибинского комплексов, и верхний, к которому принадлежат вулканиты маломихайловской серии и интрузии южноохотского, верхнеудоминского и приморского комплексов.

Верхний структурный подэтаж охватывает палеогеновые и неогеновые вулканиты кузнецовской, кхундинской, сизиманской, колчанской и кизинской свит, представленные образованиями андезит-базальтовой, андезит-дацит-туфовой, липаритовой и трахит-трахилипаритовой формаций, континентальные молассовые отложения палеогенового, миоценового и раннеплиоценового возраста, а также интрузивные тела прибрежного комплекса, соответствующие габбро-монзонит-щелочногранитовой формации. Взаимоотношения между формациями сложные (прилож. 4). Вулканогенные образования и интрузии прибрежного комплекса распространены преимущественно в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; континентальные молассовые отложения (вместе с частью вулканитов андезит-базальтовой формации) выполняют многочисленные грабены и грабен-синклинальные структуры. Верхний структурный подэтаж в данной работе на ярусы не подразделяется.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Основные структурные элементы орогенного комплекса представлены межгорными впадинами, вулканотектоническими структурами различного ранга и горными поднятиями.

Межгорные впадины, в пределах которых локализуются молассы и частично вулканиты верхнего структурного подэтажа, представляют собой сложные сочетания грабенов и грабен-синклиналей с горстами и горст-антиклиналями.

Грабены вытянуты вдоль крупных разломов (унаследованных от складчатого основания или новообразованных), ограничены по длинным сторонам сбросами, имеют длину от 30—40 до 80—100 км и ширину от 4—8 до 15—25 км; мощность континентальных моласс (иногда с базальтами и их туфами), выполняющих грабены, от 30—50 до 1500—2000 м. Нередко наблюдается переход грабенов по простиранию в эрозионные депрессии. Молассы, выполняющие грабены, залегают пологонаклонно, либо образуют приразломные складки (рис. 26).

В последнее время появилась тенденция рассматривать описываемые структуры в качестве рифтовых. По нашему мнению, более правильно сопоставлять их с тафросинклиналями, закладывающимися вследствие раскалывания «пенепленизированной складчатой области в период ее общего высокого стояния перед вовлечением в погружение, за которым может последовать накопление платформенного чехла» [173]. По общей тектонической позиции, размерам, длительности существования по составу выполняющих образований кайнозойские грабены южной

части Дальнего Востока сопоставимы с Челябинским грабеном, представляющим один из тектонотипов тафросинклиналей. С другой стороны, приуроченность грабенов к крупным, длительно существующим разломам сближает их с авлакогенами, находящимися в самой ранней стадии развития.

Грабен-синклинали ограничены сбросами только с одной стороны, имеют форму близкую к овальной (с отношением короткой оси к длинной порядка 1:3—1:5), и синклиналеобразный профиль (породы в днище структуры залегают практически горизонтально, на крыле и в центриклиналях падают под углами 10—25°).

Горсты представляют собой относительно узкие линейно вытянутые выступы докайнозойского или донеогенового складчатого основания,

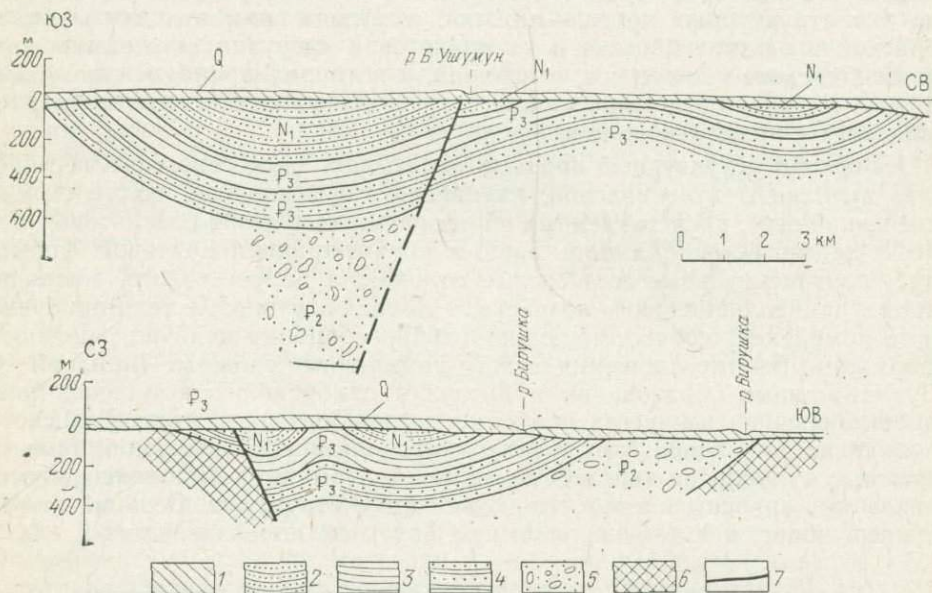


Рис. 26. Складчатые деформации в палеогеновых и неогеновых отложениях Бирофельдского грабена (по В. Г. Варнаскому, 1971).

1 — четвертичные отложения; 2 — миоцен; 3 — верхний олигоцен; 4 — нижний и средний олигоцен; 5 — эоцен; 6 — допалеогеновые образования; 7 — дизъюнктивные нарушения

ограниченные с обеих сторон сбросами. Размеры горстов соизмеримы с размерами грабенов. Различаются активные горсты, в течение длительного времени воздымающиеся, и пассивные, образовавшиеся вследствие более быстрого погружения сопредельных грабенов. К активным горстам, как правило, приурочены интрузии гранодиоритовой или гранитовой формаций.

Горст-антиклиналями именуется положительные структуры, ограниченные по крайней мере с двух сторон сбросами, обладающие цоколем из досенонских пород и чехлом, сложенным образованиями орогенного комплекса. Облекая цоколь, чехол обычно приобретает антиклиналеобразный поперечный профиль; мощность его увеличивается от свода к крыльям; в этом же направлении уменьшается количество перерывов и несогласий.

Наиболее крупной является **Средне-Амурская межгорная впадина (V)***, занимающая обширную площадь в южной части описываемой территории и за ее пределами. Форма впадины неправильно овальная, длина 700 км, в том числе в пределах описываемой территории 450 км;

* Здесь и ниже в круглых скобках показан номер структуры на рис. 27.

ширина достигает 200—225 км. Впадина и большая часть входящих в ее состав структур имеют четко выраженное северо-восточное простирание. Современные геоморфологические границы ее не вполне совпадают с ее тектоническими ограничениями, существовавшими в палеогене и миоцене; это объясняется тем, что в течение позднего плиоцена и антропогена в прогибание были вовлечены пограничные участки горных сооружений. Положение границ впадины в палеогене и неогене изображено на рис. 27. По мнению автора, впадина ограничена в основном новообразованными сбросами: Тайменским, Охчинско-Джалунским, Якбыяна-Гурским, Сельгонским, Усть-Уссурийским, Маноминским, Синдинским и Усть-Матайским; только отдельные участки границы совпадают с глубинными разломами, унаследованными от геосинклинального этапа развития — Куро-Бичинским и Амурским.

На первой схеме структурного районирования Средне-Амурской впадины [40] выделены три тектонические зоны: западная краевая, центральная и восточная краевая. Граница между западной и центральной зонами проводится по оси Ульдура-Чуркинского выступа, Инского и Вайдано-Горбылянского поднятий*, так что западные части названных структур принадлежат западной, а восточные — центральной зоне. Граница между центральной и восточной зонами проводится по новообразованному разлому, названному нами Усть-Уссурийским. Таким образом, в основу выделения зон положены различные принципы. Выделенные В. Г. Варнавским зоны, в особенности центральная и восточная неоднородны по своему строению; мощные разломы северо-восточного простирания делят их на части.

По нашему мнению, в составе Средне-Амурской впадины могут быть выделены четыре зоны: Биробиджанская, Бабстовско-Хабаровская, Корфовско-Найхинская и Переяславская.

Биробиджанская зона (Va), на всем своем протяжении наложенная на разновозрастные структуры восточной части Хингано-Буреинского массива, представляет собой систему узких линейно вытянутых глубоких (500—2000 м) грабенов. В ее состав входят Самарский** (1), Бирофельдский (2), Биробиджанский (3), Волчанский (4), Иванковецкий (5), Кафанский (6) и Утанакский (7) грабены, а также Щуки-Поктойский горст, разделяющий Самарский, Бирофельдский и Биробиджанский грабены. Западная граница зоны совпадает с западной границей впадины, восточная проводится вдоль западного ограничения Ульдура-Чуркинского горста (62), Инской горст-антиклинали (63) и Вайдано-Горбылянского горста (67), совпадая, таким образом, на юге с Куканским, а севернее — с Куро-Бичинским разломами. Длина зоны на территории СССР достигает 400 км, ширина 35 км. Для нее характерно наличие оторочки палеогеновых и неогеновых базальтоидов по периферии грабенов.

Бабстовско-Хабаровская (Vб), наложенная своей юго-западной частью на структуры Хингано-Буреинского массива, а северо-восточной — на структуры Хехциро-Чаятынской и осевой зон Амуро-Уссурийского синклинория, является наиболее крупной (длина на территории СССР до 350 км, ширина до 75 км) и обладает наиболее сложным строением. В западной ее части располагается система горстов (Ульдура-Чуркинский, Вайдано-Горбылянский) и горст-антиклиналей — Инская, Смидовичская (64), Усть-Урмийская (65), Волочаевская (66), завершающаяся на севере Харпинским и Джуэнским выступами складчатого основания. На погруженные участки горстов наложены грабен-синклинальные и мульдообразные структуры: Башмакская (8), Мори-

* Терминология В. Г. Варнавского; мы выделяем Ульдура-Чуркинский и Вайдано-Горбылянский горсты и Инскую горст-антиклиналь.

** Наименования структур заимствованы у В. Г. Варнавского.

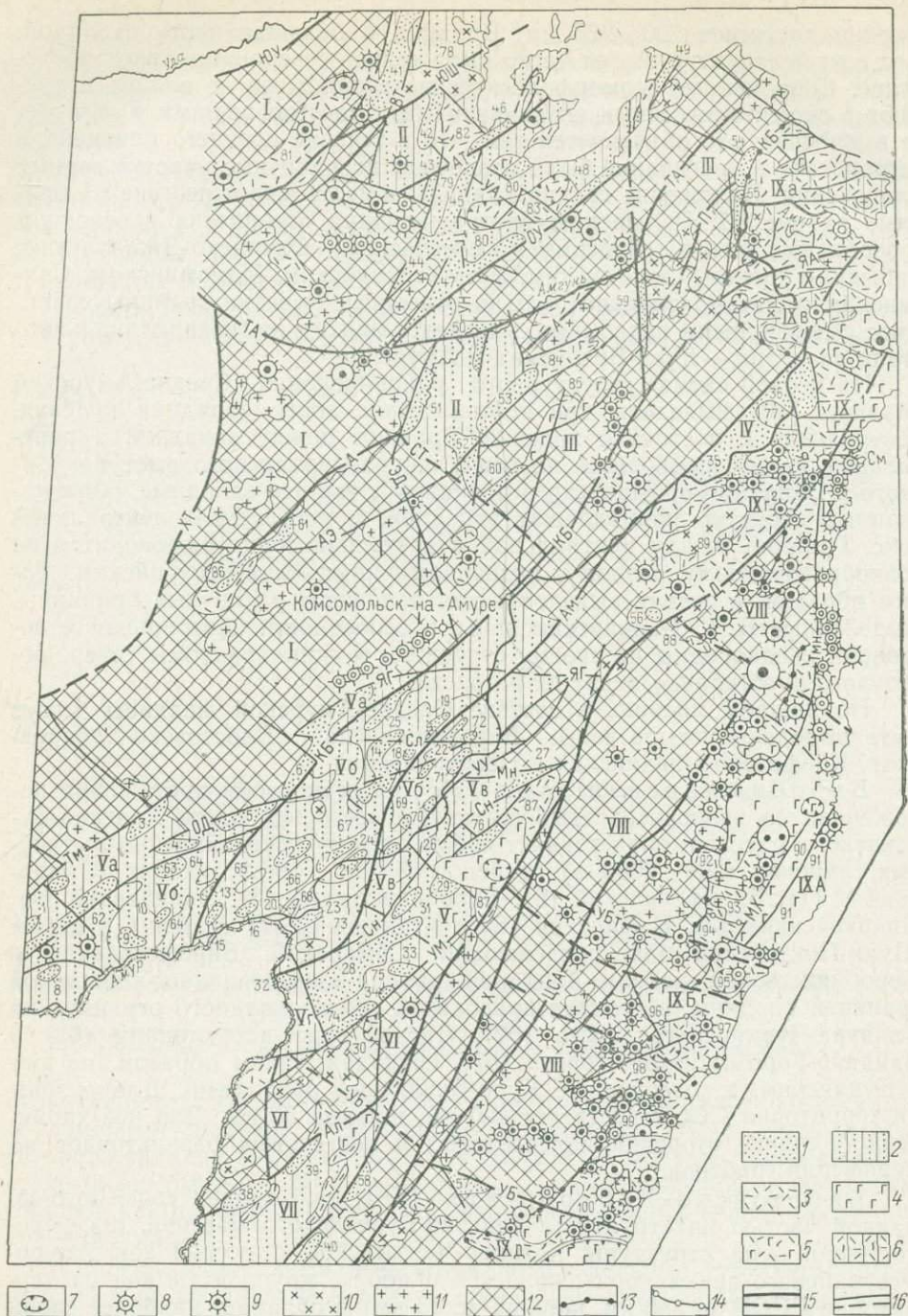


Рис. 27. Схема тектонических структур орогенного этапа развития Сихотэ-Алинской складчатой системы.

1 — грабены, грабен-синклинали и мушлы, выполненные континентальными молассами; 2 — горсты и горст-антиклинали в пределах межгорных впадин; 3—5 — вулканито-тектонические структуры (вулканари); 3 — сложенные позднемоловыми вулканитами андезит-дацит-диабазитового состава, 4 — сложенные палеогеновыми и миоценовыми вулканитами липарит-базальтового состава, 5 — выполненные позднемоловыми и кайнозойскими вулканитами; 6 — горстоблоковые блоки; 7 — кальдеры; 8 — экструзивно-купольные структуры; 9 — интрузивно-купольные структуры; 10 — крупные интрузивные тела, преимущественно гранодиоритовые; 11 — то же, преимущественно гранитовые; 12 — горные поднятия; 13 — границы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 14 — границы зон и блоков в его пределах; 15 — разломы, унаследованные от геосинклинального этапа; 16 — то же, заложившиеся в ходе орогенного этапа (ЗТ — Западно-Торомский, ВТ — Восточно-Торомский, Тг — Тугурский, УН — Усть-Нимеленский, А — Амгунский, АЭ — Амгунско-Эвурский, ЭД — Эльбано-Дукинский, Тм — Тайменский, ОД — Охчинско-Джалунский, ЯГ — Якбыяна-Гурский, Сл — Сельгонский, УУ — Усть-Уссурийский, Мн — Маноминский, Сн — Синдинский, УМ — Усть-Матайский, Яс — Яйский, Тмн — Тумнинский, См — Сомонский, МХ — Мульпинско-Хадинский)

ловецкая (9), Надеждинская (10) и другие (11—14). Восточнее, вдоль Амурского разлома, располагаются две системы грабенов, включающие Луговской (15), Забеловский (16), Западно-Даргинский (17), Симминский (18) и Усть-Харпинский (19) грабены, расположенные западнее разлома, и Амурский (20), Восточно-Даргинский (21) и Болоньский (22) грабены, расположенные восточнее разлома; грабены описываемой зоны по своим размерам значительно уступают грабенам Биробиджанской зоны. Вдоль западной границы зоны, которую мы проводим по Усть-Уссурийскому разлому, располагается вторая система горст-антиклиналей — Воронежская (68), Мухенская (69), Дахаунская (70), Тронцкая (71), Эморонская (72), осложненных немногочисленными грабен-синклиналями — Хабаровской (23), Дабандинской (24) и др. Расположенный в северо-западной части зоны Ольханский (25) грабен приурочен к Куро-Бичинскому разлому. В целом вырисовывается более или менее симметричная структура зоны с преобладанием горстов вдоль границ и грабенов — в середине; наиболее значительные грабены тяготеют к Амурскому разлому.

Корфовско-Найхинская зона (Vb) характеризуется преимущественным развитием горстовых структур: ее южная часть образована Хехциро-Петропавловским (73) горстом, а северная — Анойско-Хунгарийским выступом складчатого основания. Только в средней части зоны обособляются небольшие грабен-синклинальные структуры — Коминтерновская (26) и Нижне-Анойская (27). С запада зона ограничена Усть-Уссурийским, с востока — Амурским (на юге) и Усть-Немптинским разломами. Длина ее достигает 300 км, ширина не превышает 25 км. Зона наложена на мезозойские структуры Хехциро-Чаятынской и осевой зон Амуро-Уссурийского синклинория.

Переяславская зона (Vr) характеризуется резким преобладанием грабеновых структур. В ее состав входят наиболее крупные по своим размерам Переяславский (28) (длина 110 км, ширина 15—20 км, глубина залегания допалеогенового фундамента свыше 2000 м) и Юшкинский (29) (длина 100 км, ширина 10—15 км, глубина залегания допалеогенового фундамента до 1500 м) грабены, а также уступающие им по размерам Гольдинский (30) грабен, Брацлавская (31), Невельская (32), Дурминская (33) и Кутузовская (34) грабен-синклинали. Положительные структуры представлены Марусино-Капитоновским (74) горстом, расположенным между Переяславским и Гольдинским грабенами, Верхне-Оборской (75) горст-антиклиналью, отделяющей от Переяславского грабена Дурминскую и Кутузовскую грабен-синклинали, и узкой Гаксинской (76) горст-антиклиналью, разделяющей Переяславский и Юшкинский грабены. Длина зоны достигает 250—275 км, ширина около 60 км. На всем своем протяжении зона наложена на мезозойские структуры осевой и западной зон Амуро-Уссурийского синклинория.

В целом Средне-Амурская впадина представляет собой типичную наложенную структуру. В то же время отдельные ее элементы обнаруживают связь со структурами мезозойского складчатого основания. Современный структурный план впадины является результатом длительного развития, протекавшего в различных ее частях по-разному. Анализ тектонического строения всех четырех зон свидетельствует об общем погружении впадины в северо-восточном направлении. Погружение осуществляется скачкообразно, по системе поперечных (северо-западного или широтного простирания) разломов и флексуобразных перегибов.

Удыльская межгорная впадина (IV) охватывает долину Амура между селами Киселевка и Богородское, а также нижние течения рек Лимури, Пильда и Яй. Прямолинейный отрезок долины Амура между устьем Горина и с. Киселевка соединяет Удыльскую впадину со Средне-Амурской. Северо-западная граница впадины образована Амурским разломом, восточная — двумя небольшими разломами меридионального

простирается; на всем протяжении впадина наложена на структуры Амуро-Уссурийского синклинория. Наличие в южной части впадины Шаман-Тиульского горста придает ей форму «ласточкин хвоста», а выступ допалеогеновых образований в районе пос. Маринское — г. Холан делит ее на северную и южную части. В южной части расположены два грабена — Софийский (35) и Яйский (37), разделенные Шаман-Тиульским горстом; северная часть состоит из Булавинского (36) грабена.

Софийский и Булавинский грабены сходны между собой как морфологически, так и по особенностям развития. Оба грабена имеют в плане удлиненную форму. Длина Софийского грабена 50 км, Булавинского 40 км, наибольшая ширина соответственно 25 и 30 км. Мощность кайнозойских моласс в обоих грабенах достигает 1000 м. Яйский грабен отделен от Софийского Шаман-Тиульским горстом, а от Булавинского — Холанско-Маринской (77) горст-антиклиналью. Длина его около 60 км, ширина 10—15 км, мощность выполняющих его континентальных моласс не превышает 400—500 м. Холанско-Маринская горст-антиклиналь представляет собой относительно небольшой (длина около 20 км, ширина около 10 км) выступ допалеогенового фундамента, вытянутый почти в широтном направлении и ограниченный с севера и юга сбросами. Мощность молассового чехла в пределах горст-антиклинали, по-видимому, не превышает 200 м.

Усури-Ханкайская межгорная впадина (VII), наложенная на структуры Ханкайского массива, заходит в пределы описываемой территории только своим северным окончанием, ограниченным на северо-западе Алчанским, а на юго-востоке — Даубихинским разломами. В этих границах палеогеново-неогеновые молассы выполняют Алчанскую (39), Нижне-Бикинскую (38), Бейцухинскую (40) и Средне-Бикинскую (58) брахисинклинали, детально описанные И. И. Берсеновым [53].

Нимелено-Чукчагино-Эворонская межгорная впадина (II), наложенная на структуры Хехциро-Чаятынской зоны, восточной части Хинганно-Буренского массива и Амуро-Охотской складчатой системы, охватывает долины рек Тугур, Конин, Нимелен (нижнее течение), Омал, Усалгин, Амгунь (среднее течение), Эвур, Харпин, Харпичикан и др. Широкие долины Хурмули и Силинки соединяют ее со Средне-Амурской впадиной. Общая длина Нимелено-Чукчагино-Эворонской впадины достигает 300—350 км, ширина около 50 км. Впадина имеет сложное строение; крупный выступ допалеогенового складчатого основания, орографически соответствующий юго-западной оконечности Омальского хребта, разделяет ее на северную (Тугуро-Нимеленскую) и южную (Чукчагино-Эворонскую) группы грабенов, различные по морфологии и по особенностям развития. Каждая из названных групп, в свою очередь, выступами допалеогенового основания подразделяется на системы грабенов. В пределах северной части впадины обособляются Конино-Нимеленская, Тугуро-Биранджинская и Омало-Усалгинская системы грабенов; с этой же частью ассоциируется расположенный отдельно Торомский грабен (41). В южной части впадины выделяются Эворонно-Чукчагирская система грабенов, Осипенковский (50), Ниланканский (51) и Эвурский (53) грабены.

Конино-Нимеленская система грабенов ориентирована в северо-северо-восточном (близком к меридиональному) направлении. Удско-Умгунской поперечной зоной и Ассино-Омальским разломом она разделена на три грабена — Верхне-Конинский (42), Нижне-Конинский (43) и Нимеленский (44), выполненные, скорее всего, миоценовыми образованиями. Протяженность системы 150 км, ширина структур до 10 км, длина 25—50 км, глубина залегания складчатого основания от 200 до 500 м. Все три грабена резко несогласно пересекают подстилающие структуры Ульбанского и Удско-Шантарского синклинориев.

Отделенный от Верхне-Конинского грабена горстом Альского хребта (78), меридионально ориентированный Торомский грабен наложен на широтные структуры Удско-Шантарского синклинория и мезозойского Торомского брахисинклинория. Длина грабена более 75 км, ширина около 20 км, мощность выполняющих грабен позднеолигоценовых грубообломочных моласс не превышает 100 м. С юга грабен ограничен Южно-Шантарским разломом.

К востоку от Конино-Нимеленской системы, отделяясь от нее горстом Тугурского хребта (79), к которому приурочен вулканарий Гургули (82), расположена Тугуро-Биранджинская система грабенов, состоящая из Тугурского (45) и Биранджинского (46) грабенов, разделенных Удско-Амгунской поперечной тектонической зоной. Простираение грабенов северо-восточное, ширина не превышает 10 км; длина Тугурского грабена около 45 км, Биранджинского около 70 км. Тугурский грабен несогласно наложен на структуры Ульбанского синклинория; мощность выполняющих его грубообломочных моласс не превышает 100 м. Биранджинский грабен, контролируемый Ассино-Тугурским глубинным разломом, заполнен молассами верхнеолигоценовой биранджинской свиты (до 500 м).

Омало-Усалгинская система грабенов, приуроченная к одноименному глубинному разлому, состоит из Упагдинско-Омальского (47), Усалгинского (48) и Мухтельского (49) грабенов. Простираение системы СВ 45—60°. От Тугуро-Биранджинской Омало-Усалгинская система отделена горстом хребта Магу (80) с одноименным вулканарием (83). Упагдинско-Омальский и Усалгинский грабены односторонние: их северные борта опущены по системе сбросов на 200—300 м, в то время как южные либо вообще не испытали погружения, либо опущены на несколько метров. Мухтельский грабен, по данным геофизических исследований, двусторонний. Упагдинско-Омальский грабен имеет длину около 75 км, наибольшую ширину около 15 км, мощность выполняющих его алевро-глинистых отложений не менее 1000 м. Усалгинский грабен, по размерам превосходящий Упагдинско-Омальский (длина до 85 км, ширина до 20 км), выполнен преимущественно алевро-глинистыми отложениями (до 300 м).

Осипенковский грабен приурочен к Тукурингра-Амгунскому глубинному разлому, ориентирован в широтном направлении, отличается значительной длиной (до 75 км) при очень небольшой ширине (5—10 км), выполнен опесчаненными глинами и выветрелыми галечниками позднемиоценового возраста (не более 200 м).

Остальные грабены Чукчагиро-Эворонской группы обладают в общем сходным строением. Они, как правило, контролируются кайнозойскими разломами меридионального — Эворонский грабен (52) или северо-восточного (Эвурский грабен) простираения, несогласно секущими мезозойские и палеозойские структуры северо-восточной части Хингано-Буреинского массива. Мощность выполняющих грабены моласс не превышает 300 м.

Особое положение занимает **Нижне-Амурская группа грабенов**, контролируемая Куро-Бичинским глубинным разломом. Присутствие палеогеновых и неогеновых моласс установлено в двух грабенах этой группы — Усть-Амгунском (55) и Орельском (54). Усть-Амгунский грабен имеет длину свыше 50 км при максимальной ширине 30 км; максимальная мощность рыхлых отложений в его центральной части превышает 800 м. Длина Орельского грабена около 35 км, ширина не превышает 10 км, мощность рыхлых отложений до 300 м.

Среди **вулкано-тектонических структур** могут быть выделены структуры элементарные, характеризующиеся сравнительно небольшими размерами и относительно небольшой длительностью существования, и сложные, представляющие совокупность элементарных структур. В фор-

мировании элементарных структур основную роль играют магматические факторы; по мере увеличения их размеров и сложности возрастает контролирующая роль тектонических факторов. Наиболее распространенными элементарными структурами являются кальдеры проседания и вулкано-купольные структуры.

Кальдеры проседания (или кальдеры обрушения), образующиеся вследствие оседания кровли близповерхностных магматических очагов, представляют собой изометричные мульдоподобные образования размером от первых километров до 30—40 км в поперечнике. По мнению Г. М. Фремда и В. И. Рыбалко [187], главными факторами, контролирующими образование кальдер, являются энергия периферического очага и вес вулканической постройки. Кальдера возникает вследствие опускания вулканического сооружения, состоящего из одного крупного или нескольких сближенных вулканов. Как правило, кальдеры ограничены «кольцевыми или дугообразными разломами, часто ступенчатыми, с центриклинальным падением плоскости сместителя» [187, с. 98]. Амплитуда проседания кальдер 0,5—0,8 км.

Процесс кальдерообразования характерен как для позднемеловых, так и для кайнозойских вулканов. В позднемеловых кальдерах накапливались лавы и туфы кислого состава или туфогенно-осадочные образования, формировавшиеся в субкавальных (озерных) условиях. Для миоценовых кальдер, выполненных трахиандезитами (Уйская, Тигровый дом), характерно наличие центрального экструзивного штока. По данным И. И. Берсенева [53, с. 591], в Южном Сихотэ-Алине и на юго-востоке Среднего Сихотэ-Алиня кальдеры либо расположены обособленно одна от другой, либо группируются в цепочки длиной до 10 км, чаще же сливаются, образуя более крупные и сложные вулкано-тектонические структуры. Г. М. Фрейд и В. И. Рыбалко выделяют также двойные кальдеры с опущенным или поднятым центральным блоком.

Вулкано-купольные структуры представляют собой куполовидные образования, возникшие вследствие давления внедряющихся экстррузий или субвулканических интрузий на вмещающие породы.

Интрузивно-купольные структуры имеют в плане изометричную округлую или овалообразную форму; диаметр их редко превышает 4—10 км; в центральной части структуры обычно расположено штокообразное (3—8 км в поперечнике) интрузивное тело гранодиоритов или гранитов. Облекающие ядро породы наклонены периклинально под углом 15—35°. Структуры осложнены многочисленными разрывными нарушениями, группирующимися в две системы: систему кольцевых сбросов и систему радиальных сбросо-сдвигов. Сбросы и сбросо-сдвиги крутопадающие с амплитудой вертикального перемещения от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Плоскости сместителя кольцевых сбросов ориентированы центриклинально или периклинально. К нарушениям обеих систем приурочены зоны дробления, дайки, небольшие экстррузии и т. д.

Интрузивно-купольные структуры довольно четко выражаются в современном рельефе; достигая относительной высоты до 1200 м, они меньше, чем окружающие породы, поддаются денудации, огибаются долинами рек и т. д. Нередко в центральной части структуры, сложенной относительно неустойчивыми к денудации интрузивными породами, образуются небольшие понижения глубиной до 400 м. Подобно кальдерам проседания, интрузивно-купольные структуры нередко образуют линейно вытянутые системы («цепочки»), протягивающиеся вдоль крупных разломов на десятки и даже сотни километров.

Экстррузивно-купольные структуры, особенно характерные для андезит-базальтовой формации, представляют собой хорошо выраженные в современном рельефе вулканические постройки, возникшие вследствие изгибания базальтовых покровов под давлением штоко- и лакколитооб-

разных экструзивных тел андезитов, дацитов, реже долеритов и липаритов. Форма структур в плане неправильно изометричная или неправильно овальная, размеры сопоставимы с размерами интрузивно-купольных структур, поперечный профиль караваеобразный. В центре структур, как правило, возвышаются устойчивые к денудации экструзивные тела.

Элементарные вулканотектонические структуры, сформировавшиеся в результате погружения отдельных блоков складчатого основания, на описываемой территории представлены длинными (75—150 км) и сравнительно узкими (5—15 км) грабенами, выполненными образованиями андезит-базальтовой и толеит-базальтовой формаций, а также ограничивающими их горстами.

Сложные вулканотектонические структуры, или вулканы, в пределах которых элементарные структуры сочетаются со слабо дислоцированными покровами, представляют собой грабенообразные или синклиналиеобразные впадины или прогибы, обладающие значительными размерами (длина и ширина их измеряются десятками и сотнями километров) и длительностью существования. В зависимости от характера соотношений с подстилающими образованиями и от морфологии ограничений различаются грабенообразные и прогибообразные вулканы. Соответственно, положительные структуры, разделяющие их, представляют собой горстообразные блоки. Наиболее крупными вулканотектоническими структурами описываемой территории являются Восточно-Сихотэ-Алинский и Западно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса.

В тектоническом плане **Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс** (IX) представляет собой длительно развивавшийся асимметричный прогиб длиной до 1500 км и шириной от 20—30 до 120—150 км, имеющий разбитое на блоки консолидированное основание, выполненное вулканическими андезит-дацит-липаритовой и липарит-базальтовой надформаций и в меньшей степени субвулканическими интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой и других интрузивных формаций, в совокупности образующими сложное и неоднородное сочетание покровов и вулканотектонических структур.

Поперечная неоднородность пояса выражена четким обособлением двух зон — восточной, или внутренней, и западной, или внешней. Внутренняя зона (IXА) четко прослеживается от южных склонов хр. Пуэр на севере до нижнего течения р. Ботчи на юге при ширине 25—50 км. Ее характерной особенностью является практически повсеместное распространение слабо дислоцированных кайнозойских вулканических липарит-базальтовой надформации мощностью до 1800—1850 м (см. прилож. 4). Олигоценые вулканические в пределах зоны представлены исключительно андезит-дацит-туфовой формацией, налегающей на подстилающие эоценовые андезит-базальты с параллельным несогласием. Среди образований позднемеловой андезит-дацит-липаритовой надформации (до 4000 м) широко распространены туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты, а из эффузивных пород — дациты, андезит-дациты и андезиты. Интрузивные образования имеют весьма ограниченное распространение.

Внешняя зона (IXБ) характеризуется неповсеместным распространением (а нередко и полным отсутствием) кайнозойских вулканических, среди которых наряду с эоценовыми и миоценовыми базальтоидами представлены также позднеолигоценые липариты, отделенные от подстилающих и от перекрывающих образований четко выраженным несогласием. Суммарная мощность кайнозойских вулканических в пределах зоны не превышает 650—1100 м, из них 150—400 м приходится на долю липаритов. Мощность позднемеловых вулканических по сравнению с внутренней зоной сокращается (с 4000 до 2000—1200 м) за счет выклинива-

ния туфогенно-осадочных пород; одновременно в разрезе увеличивается мощность липаритов, особенно вблизи западной границы пояса. В пределах внешней зоны широко распространены субвулканические интрузии различного состава.

Граница между внешней и внутренней зонами южнее устья Тумнина образована Мульпинско-Хадинским, а севернее устья Тумнина — Тумнинским разломами.

Продольная неоднородность Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса выражается в том, что системой поперечных разломов и сопровождающих их горст-антиклинальных структур он разделен на четыре звена (мегавулканария): Усть-Амурский, ограниченный с юга Пуэрской горст-антиклиналью, Северный, ограниченный на севере Пуэрской горст-антиклиналью, а на юге — структурами Селемджинско-Тумнинской поперечной зоны; Главный, ограниченный с севера Селемджинско-Тумнинской зоной, а с юга поперечной тектонической зоной, проходящей по р. Зеркальной, и Южный мегавулканарий. Они различаются составом и мощностью выполняющих их вулканитов и морфологией тектонических и вулкано-тектонических структур.

Строение Усть-Амурского мегавулканария (IX а) и входящего в его состав Сусанинского вулканария (IX б) описано выше. К югу от него расположена Пуэрская горст-антиклиналь (IX в), морфологически выраженная хребтом Пуэр. Горст-антиклиналь, вмещающая крупную Чаытынскую интрузию гранодиоритов и Гера-Тымский интрузивный массив, имеет длину около 75 км, ширину около 25 км. Ее восточная периклиналь перекрыта андезито-дацитами больбинской свиты, мощность которых не превышает 500 м (см. прилож. 3).

Северный мегавулканарий (IX г), наложенный на структуры Амуро-Уссурийского и Сихотэ-Алинского синклинириев и занимающий большую часть территории Северного Сихотэ-Алия, может быть разделен на три вулканария: северный, юго-западный и юго-восточный.

Северный вулканарий (IX г¹), ограниченный с севера Пуэрской горст-антиклиналью, с востока Монеронским разломом, с запада Амурским разломом и с юга Сомонской системой разломов, характеризуется близким к горизонтальному залеганием пород с постепенным погружением к юго-востоку. Нижний структурный подэтаж представлен породами больбинской и ольгинской свит (до 1200 м) и самаргинской свиты (около 300 м). В составе верхнего подэтажа достоверно установлена только кизинская свита (400—1000 м).

Сомонская система разломов [4], прослеживающаяся от побережья залива Чихачева до левого бережья Амура, состоит из двух ветвей: южной и северной. Северная ветвь проходит от пос. Шишлово к южному окончанию Айского залива оз. Кизи; в пунктах ее пересечения с Яйским и другими разломами меридионального простирания расположены три миоценовых палеовулкана. Южная ветвь, представленная системой крутопадающих сбросов с общей амплитудой смещения не менее 500 м, ограничивает с севера Шаман-Тиульский горст. Расстояние между обеими ветвями 5—7 км.

Юго-восточный вулканарий (IX г³), наложенный на структуры Сихотэ-Алинского синклиниория, ограничен с запада Тумнинским и Яйским разломами, с севера Сомонской системой разломов, с юга Селемджинско-Тумнинской поперечной зоной; длина его 250 км, ширина 30—50 км. По составу, мощности и строению разреза выполняющих образований этот вулканарий представляет типичное проявление внутренней зоны вулканического пояса.

Юго-западный вулканарий (IX г²), наложенный на структуры Амуро-Уссурийского синклиниория и представляющий соединительное звено между Восточно-Сихотэ-Алинским и Западно-Сихотэ-Алинским вулканическими поясами, имеет сложное строение. Вдоль его оси протягива-

ется крупная (длина до 100 км, ширина до 25 км) горст-антиклиналь хребта Хоми (89), к которой приурочен позднемеловой Тумнинский гранитный плутон. Западнее расположен корытообразный прогиб, протягивающийся на 120 км (от верховьев р. Саласа на юге до интрузивнокупольных структур Шамаи и Тиуль на севере) при ширине около 40 км, выполненный верхнемеловыми вулканитами дацит-андезитового и дацит-липаритового состава, общей мощностью около 1200 м, на которых горизонтально залегает покров палеогеновых андезитов-базальтов; углы падения верхнемеловых вулканитов на восточном крыле прогиба 20—45°, в северной периклинали 20—25°. К востоку от горст-антиклинали Хоми расположена узкая (10—15 км) и глубоко денудированная вулканотектоническая структура.

Главный мегавулканарий (IX д) протягивается на 650—660 км от устья р. Тумнин до долины р. Зеркальной. Ширина его от 40 до 100 км. На всем своем протяжении он наложен на структуры Прибрежной и осевой зоны Сихотэ-Алинского синклинория. Граничит на востоке с Восточным Сихотэ-Алинским разломом. Западная граница имеет сложную синусоидообразную форму, обусловленную чередованием приподнятых и опущенных блоков, в совокупности образующих внешнюю зону пояса. В северо-восточной части мегавулканария обособляется внутренняя зона, в пределах которой выделяются Мульпинско-Хадинский грабен и Иннокентьевский горст.

Мульпинско-Хадинский грабен (90) прослеживается от зал. Советская гавань на юго-запад на 120—180 км при ширине 20—22 км. С запада он ограничен одноименным сбросом, с востока сбросом хр. Советского. Амплитуда вертикального смещения по обоим сбросам достигает 400—600 м, увеличиваясь в северо-восточном и уменьшаясь в юго-западном направлении. Южное ограничение грабена образовано поперечным разломом, проходящим по долине Ботчи. Грабен выполнен породами кизинской, сизиманской и кузнецовской свит, а в северной части и плейстоценовыми базальтами совгаванской свиты, что свидетельствует о погружении его в неотектоническую стадию развития территории.

Иннокентьевский горст (91) имеет длину 120—130 км (от устья р. Ботчи до зал. Советская гавань) при ширине 25—35 км. Почти на всем протяжении горст перекрыт породами кизинской свиты мощностью до 400—600 м. Только на юге, в районе пос. Гросеевичи, и на севере, на хр. Советском, под миоценовыми вулканитами обнажаются палеогеновые и, возможно, позднемеловые образования, прорванные интрузиями прибрежного комплекса.

Описание структур внешней зоны удобно начать с Джаусинско-Коппинского блока (93), представляющего собой крупную (длина до 50 км, ширина до 35 км) горст-антиклинальную структуру, простирающуюся в широтном направлении и погружающуюся к востоку. В центре блока расположен Бяполи-Дякоминский гранитный массив верхнеудоминского интрузивного комплекса; вулканогенный чехол, сложенный липаритами и туфами тахобинской и ольгинской свит и андезитов-базальтами кизинской свиты, перекрывает восточную часть блока, выполняя узкие погружения, обрамляющие выделенные М. А. Ахметьевым Салали-Гуйминскую и Водораздельную интрузивно-купольные структуры. К восточной периклинали Салали-Гуйминской структуры приурочен Ыйский массив диоритов, сиенит-диоритов, гранодиоритов и гранитов прибрежного комплекса.

На севере Джаусинско-Коппинский блок ограничен Иолинским вулканарием (92) северо-западного простирания шириной менее 20 км, выполненным туфоконгломератами ольгинской свиты и андезитов-дацитами самаргинской свиты. Между Иолинским вулканарием и устьем р. Тумнин, вероятно, до неогена располагался приподнятый блок.

К югу от Джаусинско-Коппинского блока, отделяясь от него широтно ориентированным сбросом, расположен Верхнеджаусинский вулканарий (94) шириной до 20 км*, выполненный вулканитами маломихайловской серии (до 800 м). В его юго-восточной части, на левобережье р. Ботчи расположен палеогеновый стратовулкан. Южная граница вулканария образована сбросом, входящим в состав Урмийско-Ботчинской поперечной тектонической зоны, ограничивающим также Мульпинско-Хадинский грабен.

Ботчинский блок (95) длиной 50 км, шириной более 25 км расположен южнее Верхнеджаусинского вулканария и Мульпинско-Хадинского грабена. Ориентирован в близширотном направлении. В ядре его выступают породы геосинклинального комплекса, прорванные гранитоидами верхнеудоминского (Верхнеботчинский и Моисеевский массивы) и прибрежного (интрузия Мишунина ключа) комплексов. Юго-западнее Моисеевского массива расположена крупная вулканотектоническая структура (кальдера?), выполненная породами самаргинской и тахобинской свит.

Южнее располагается крупный Иссими-Нельминский (96) вулканарий длиной до 75 км, шириной 25—35 км, представляющий собой сложную полигенную вулканотектоническую структуру, имеющую в плане дугообразную форму (с преобладанием восточно-северо-восточного простирания в западной части и западно-северо-западного в восточной). В его строении участвуют вулканиты андезит-дацит-липаритового и липарит-базальтового состава, принадлежащие как нижнему, так и верхнему подэтажу орогенного комплекса общей мощностью не менее 1000 м. На всем протяжении структуры залегание вулканитов пологое, со слабым наклоном к оси, осложненное синвулканическими нарушениями.

Сукпайско-Самаргинский блок (97) граничит с Иссими-Нельминским вулканарием по разлому северо-восточного простирания, контролирующему долину Самарги; юго-восточной границей блока служит система разломов, протягивающаяся от верховьев Бикина к побережью Татарского пролива. В плане западная часть его резко расширена, восточная представляет узкую периклиналь. Ядро блока сложено породами геосинклинального комплекса; в его пределах широко распространены интрузивно-купольные структуры, среди которых наиболее типичными являются структуры Кюма** и Вуэлля-Кеманийская***. Обе структуры имеют в плане изометричную форму; диаметр структуры Кюма около 22 км, Вуэлля-Кеманийской около 15 км. Размытые ядра их сложены интрузиями верхнеудоминского комплекса, а крылья вулканитами самаргинской свиты, падающими периклинально под углом 15—30°. Северное крыло Вуэлля-Кеманийской структуры полностью уничтожено процессами денудации. Обе структуры разбиты крутопадающими (60—85°) концентрическими сбросами и радиальными сбросо-сдвигами. В пределах восточной периклинали, среди полей кайнозойских базальтоидов, обособляются выходы вулканитов самаргинской свиты.

Единкинский вулканарий (98), подобно Иссими-Нельминскому и Сукпайско-Самаргинскому, имеет в плане неправильную форму. На севере он ограничен упомянутой выше системой разломов восточно-северо-восточного простирания; южная граница на западе имеет восточно-северо-восточное, а на востоке — западно-северо-западное простирание. Западная часть вулканария представляет длинную (до 35 км) и узкую (около 15 км) центриклиналь, выполненную породами ольгинской и самаргинской свит. К востоку вулканарий расширяется, и полого залегающие андезиты, дациты и туфы самаргинской свиты почти повсеместно

* Ботчинская брахисинклиналь, по М. А. Ахметьеву.

** По В. Г. Плахотнику — Кукси-Самаргинская.

*** По А. В. Олейнику — Кеманская.

перекрывают все более древние образования. Исключение составляет только участок морского побережья, где в пределах Усть-Самаргинской интрузивно-купольной структуры выведены на поверхность вулканисты ольгинской свиты, прорванные штоком раннепалеогеновых (?) гранитоидов; структура имеет форму неправильного овала (25×15 км), вытянутого в северо-восточном направлении. Вблизи северной границы вулканисты расположены кальдера Дугло, выполненная липаритами и туфами тахинской свиты, и Чепийская интрузивно-купольная структура, образовавшаяся в результате внедрения штока палеогеновых гранитоидов в породы самаргинской свиты. К южной части вулканисты приурочена Верхне-Ахинская кальдера, выполненная липаритами тахинской свиты и окруженная небольшими интрузивными штоками, представляющими собой, по-видимому, реликты побочных вулканических сооружений.

К югу от Единкинского вулканисты располагается Нахтахинский блок (99), в значительной части перекрытый неогеновыми и четвертичными базальтоидами. Южная его часть представляет собой широтное ориентированное грабенообразное погружение (длиной около 45 и шириной свыше 20 км), выполненное миоценовыми базальтоидами и туфодиазомитовыми образованиями. Северная часть, в пределах которой на поверхность выведены позднемиоценовые вулканисты (в том числе липариты, дациты и туфы ольгинской свиты), обладает исключительно сложным строением. В междуречье Нахтахи и Единки, по-видимому, расположена крупная кальдера, северная часть которой приподнята по разлому и денудирована. Сохранившаяся южная часть, выполненная кислыми вулканистами тахинской свиты, окружена концентрической системой субвулканических интрузий.

Кемско-Кхунинский вулканисты (100), южная часть которого принадлежит уже Южному Сихотэ-Алиню, расположен южнее Нахтахинского блока. В северной части его наблюдается наиболее полный разрез как позднемиоценовых, так и кайнозойских вулканогенных образований, причем последние локализуются преимущественно вдоль его северо-западной границы и на правобережье р. Кхунин. Здесь расположена крупная (диаметром до 40 км) Кхунинская кальдерообразная структура, ограниченная системой концентрических сбросов и выполненная липаритами ольгинской, тахинской и кхунинской свит и базальтоидами Кузнецовской и Кизинской свит. С северо-запада Кхунинская кальдера ограничена ориентированной в северо-восточном направлении системой крупных интрузивно-купольных структур, включающей Верхне-Кхунинскую, Чининско-Соболевскую и Светлинскую структуры.

В отличие от Восточно-Сихотэ-Алинского **Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс** имеет прерывистое строение и состоит из отдельных вулканистов, типичным представителем которых является Хорско-Анюйский (87) (длина до 150 км, ширина до 50 км), протягивающийся в восточно-северо-восточном направлении от верховьев р. Мухен к низовьям р. Анюй, налегаая, таким образом, на породы осевой и Бикино-Самурской зон Амуро-Уссурийского синклинали. С востока вулканисты ограничен Алчанским глубинным разломом; положение северо-западной границы не установлено ввиду широкого распространения перекрывающих образований. Структура выполнена породами маломихайловской серии (до 1200 м), причем в ее восточной части распространены туфогенно-осадочные и осадочные отложения свиты кондахэ. Залегание пород на крыльях синклинали спокойное: покровы наклонены внутрь структуры под углом 20—30°. В северной ее части обособляется Картангинская вулканно-купольная структура, в ядре которой выходят триасово-юрские отложения складчатого основания, прорванные экстрюзиями андезито-дацитов, а на крыльях залегают породы самаргинской свиты; форма структуры овальная (длина 40 км, максимальная ширина —

20 км). Угол наклона восточного крыла равен 20—30°, западное среза-но крупным сбросом.

Если отнесение вулканариев Западно-Сихотэ-Алинского пояса к категории орогенных структур как будто бы не вызывает сомнений, то вопрос об условиях формирования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса является предметом длительной дискуссии, обусловленной в значительной степени тем, что упомянутый пояс, представляя собой продукт послегеосинклинального орогенного развития Сихотэ-Алинской складчатой системы, в то же время является одним из звеньев Восточно-Азиатского (Чукотско-Катазиатского) вулканического (тектоно-магматического) пояса, наложенного на разновозрастные и различные по своему существу структуры восточной окраины Азиатского континента или, как полагают многие исследователи, разделяющего внешнюю и внутреннюю зоны Тихоокеанского пояса [133 и др.]. Таким образом, сложность проблемы в значительной степени определяется возможностью подхода к ее решению с совершенно разных позиций — либо с сугубо локальных, опирающихся исключительно на конкретный материал по Сихотэ-Алиню, либо с сугубо региональных, опирающихся на анализ условий формирования Восточно-Азиатского пояса на всем его протяжении.

Представления о возможной связи верхнемеловых и кайнозойских вулканитов восточного склона Сихотэ-Алиня не с мезозоидами Амуро-Приморской зоны, а с областью альпийской складчатости впервые сформулировал Н. П. Херасков [195]. В некоторой степени эти представления разделялись П. Н. Кропоткиным и С. А. Салуном [90]. На тектонической карте СССР и сопредельных стран м-ба 1 : 5 000 000, опубликованной в 1956 г., Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс рассматривается как составная часть окраинного пояса кайнозойской складчатости, представляющего собой «образование начального этапа заложения геосинклинальных прогибов кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса». А. А. Богданов высказывал предположение, что вулканические пояса представляют собой разновидность краевых прогибов [28]. Л. И. Красный [82] рассматривал Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс как вулканоген, особую структуру, наложенную на мезозойды Сихотэ-Алиня и разделяющую внешнюю и внутреннюю зоны Тихоокеанского пояса. По мнению М. С. Нагибиной [121], Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс представляет собой центральное звено Чукотско-Катазиатского вулканического пояса, наиболее молодое по времени заложения и развития. К категории внегеосинклинальных наложенных структур отнес Восточно-Сихотэ-Алинский пояс Г. М. Власов [45].

Представление о формировании вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня в ходе эпигеосинклинального орогенного развития впервые было сформулировано автором [154] и развито в последующих работах [156, 157]. Им отмечено, что формирование комплекса верхнемеловых и кайнозойских вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня «происходило в период, непосредственно следующий за замыканием мезозойской геосинклинальной области, и явилось одним из важнейших этапов развития складчатой области; однако этот процесс протекал в соответствии с закономерностями, присущими всему Восточно-Азиатскому вулканическому поясу» [157, с. 275]. К сходным выводам пришли Е. В. Быковская [37, 38], отметившая, что зарождение Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса приурочено ко времени превращения Сихотэ-Алинской геосинклиналы в складчатое сооружение, и Д. С. Харкевич [190] — применительно к Охотско-Чукотскому поясу. В. Е. Хаин [188] отнес Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс к категории внутренних краевых эпигеосинклинальных орогенных вулканических поясов, формирующихся вдоль границ геосинклинальных систем и срединных мас-

сивов (принимая, что он возник на краю испытывавшего позже погружение срединного массива Японского моря).

Не претендуя на изложение всех существующих по этому поводу точек зрения, приведенный обзор, по нашему мнению, наглядно показывает наличие широких расхождений во взглядах, вынуждающее автора сформулировать собственную позицию по рассматриваемому вопросу, основывающуюся на следующих фактах: 1) формации, распространенные в пределах пояса, являются типичными для орогенного этапа развития складчатых областей; 2) пространственное положение и простираание пояса на всем его протяжении контролируется Восточным Сихотэ-Алинским и Монеронским глубинными разломами, в совокупности образующими восточную границу Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы; 3) на всем своем протяжении (за исключением Усть-Амурского мегавулканария) пояс наложен на мезозойские структуры Сихотэ-Алинской системы; 4) формирование пояса началось сразу же после замыкания мезозойских геосинклиналей и происходило одновременно с формированием межгорных впадин и других структур, типичных для орогенного этапа развития складчатых областей.

Таким образом, имеются все основания для того, чтобы рассматривать Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс как одну из структур орогенного этапа развития Сихотэ-Алинской складчатой системы, сформировавшуюся вблизи границы последней с Япономорским срединным массивом, именно так, как полагает В. Е. Хаин. С другой стороны, нельзя не учитывать того, что Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс расположен на сравнительно небольшом удалении от позднемезозойской талассогеосинклинали Восточного Сахалина, вступившей в предорогенную стадию развития в начале сенона и в орогенную — на рубеже мела и палеогена. Нет никакого сомнения в том, что глубинные процессы, обусловившие замыкание гигантской системы мезозойских талассогеосинклиналией, протягивающейся от Корякского нагорья до зоны Симанто в Японии, не могли не оказать влияние и на течение орогенного этапа развития Сихотэ-Алинской складчатой системы. По нашему мнению, этим влиянием обусловлена неоднократная смена восходящих и нисходящих движений в ходе орогенного этапа, выразившаяся ритмичным чередованием вулканических формаций.

Сихотэ-Алинское, Надань-Хада-Алинское, Амгунское и Буреинско-Ям-Алинское **горные поднятия**, представлявшие собой в течение длительного времени зоны преимущественного проявления положительных движений и интенсивного размыва, характеризуются широким распространением позднемеловых гранодиоритовых и гранитовых интрузий, тогда как образования андезит-дацит-липаритовой, липарит-базальтовой и в особенности молассовой надформации локализуются в немногочисленных, зачастую глубоко денудированных тектонических и вулканотектонических структурах.

Наиболее крупное и, соответственно, обладающее наиболее сложным строением **Сихотэ-Алинское горное поднятие (VIII)**, имеющее длину до 1000 м и ширину до 180 км, в пределах описываемой территории включает складчатые структуры Сихотэ-Алинского антиклинория, значительную часть Сихотэ-Алинского синклинория и небольшой участок Амуро-Уссурийского синклинория (на правобережье Амура севернее реки Гур). Поднятие имеет сложную конфигурацию и границы его не всюду поддаются точному определению. Относительно простой представляется западная граница, на значительном протяжении совпадающая с Даубихинским разломом. Севернее р. Ануй Усть-Матайский, Гурский и Амурский разломы, в совокупности образующие фигуру буквы Z, представляют границу между Сихотэ-Алинским горным поднятием и Средне-Амурской межгорной впадиной. Северная граница поднятия от Новоильиновки поворачивает сначала на юг, к верховьям р. Уктур, затем на

северо-восток, параллельно главному водоразделу Сихотэ-Алиня, и снова на юго-восток к р. Тумнин. Восточная граница, отделяющая поднятие от Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, охарактеризована выше.

Селемджинско-Тумнинской и Улунга-Бикинской поперечными тектоническими зонами горное поднятие разделено на северную, центральную и южную * части. Северная часть, пространственно совпадающая с периклиналью Сихотэ-Алинского антиклинория и имеющая в плане форму неправильного треугольника, погружается под вулканогенные образования Северного мегавулканария Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Плавный характер погружения обуславливает наличие небольших прогибов, выполненных вулканитами, в приграничной зоне, и, соответственно, условность границы между поднятием и поясом. Характерная особенность этой части горного поднятия — широкое распространение интрузивно-купольных структур, образованных субвулканическими интрузиями верхнеудоминского и прибрежного интрузивных комплексов. Среди первых могут быть упомянуты структуры Аты-Мамсинская, Верхне-Удоминская, Большой Ян, Агандякская, Джагдасинская ** и др., среди последних — Кетавская, Тумнинская, Колбинская и др.

К Селемджинско-Тумнинской поперечной тектонической зоне приурочены Гурская брахисинклираль (56) и вулcano-тектоническая структура Сихотэ (88).

Между Селемджинско-Тумнинской и Улунга-Бикинской зонами расположена центральная часть горного поднятия, пространственно совпадающая со средней частью Сихотэ-Алинского антиклинория; в ее пределах условно выделяются западная зона, характеризующаяся практически полным отсутствием кайнозойских моласс и вулканитов и весьма ограниченным распространением позднемеловых субвулканических интрузий и интрузивно-купольных структур, и восточная зона, где и кайнозойские вулканиты, и интрузивно-купольные структуры распространены сравнительно широко. Последние, как еще в 1957 г. отметил Э. П. Изох, часто группируются в линейно вытянутые системы («цепочки»), контролируемые разломами северо-восточного и близширотного простирания, унаследованными от геосинклинального этапа развития или новообразованными. В пределах восточной зоны расположена большая часть крупных интрузивных тел гранитовой формации.

К Улунга-Бикинской поперечной тектонической зоне приурочена Верхне-Бикинская (57) грабен-синклираль, вытянутая в широтном направлении. Длина ее около 60 км, ширина до 12 км. Строение грабен-синклинали асимметричное: пологое южное крыло выражено четко, северное срезано разломом. Грабен-синклираль выполнена мощной (до 2000 м) толщей континентальных моласс олигоцена, подстилающихся эоценовыми и перекрывающихся миоценовыми базальтами, что свидетельствует о неоднократном возобновлении подвижек по разлому. Залегание пород на южном крыле и в центриклиналях пологое (10—15, местами до 20—25°).

Надань-Хада-Алинское горное поднятие (VI), разделяющее Средне-Амурскую и Усури-Ханкайскую межгорные впадины, на описываемую территорию заходит своей северо-восточной оконечностью. Длина его в пределах территории СССР достигает 270—280 км, ширина 50—70 км. На северо-западе Усть-Матайский разлом отделяет его от Средне-Амурской впадины, на юго-востоке Алчанский разлом от Усури-Ханкайской, на востоке Даубихинский разлом от Сихотэ-Алинского поднятия. Таким

* Описание южной части приведено в [93].

** Джагдасинская структура представляет собой редкий для горного поднятия пример интрузивно-купольной структуры с сохранившейся туфовой мантией.

образом, на всем своем протяжении поднятие наложено на структуры Амуро-Уссурийского синклиория. Поверхность поднятия полого погружается к северу и северо-востоку, что фиксируется по постепенному погружению верхнепалеозойских и раннемезозойских структур под позднемеловые, а затем под палеогеново-неогеновые. В его юго-западной части расположена группа интрузивных массивов гранодиоритовой формации (Подхоренковский и др.). Местами на своде сохранились останцы размытых позднемеловых и миоценовых вулканитов.

Поднятие пересечено двумя крупными разломами меридионального простираения. К одному из разломов, представляющему, по-видимому, северное продолжение Меридионального разлома [18, 19], приурочена небольшая грабен-синклиналь, выполненная угленосными молассами олигоцен-миоценового возраста. Второй, контролирующей долину р. Матай, по геофизическим данным пересекает не только Надань-Хада-Алинское поднятие, но и Средне-Амурскую впадину.

Амгунское горное поднятие (III) расположено между Нимелено-Чукчагиро-Эворонской и Удыльской межгорными впадинами. Таким образом, поднятие охватывает структуры западной зоны Амуро-Уссурийского синклиория, северо-восточной оконечности Хингано-Буреинского массива и юго-восточной части Амуро-Охотской складчатой системы. В его пределах локализовались Бичинский, Серго-Михайловский, Чульбатский и некоторые другие гранодиоритовые массивы нижеамурского комплекса, Омельдинский гранитоидный массив южноохотского комплекса, Верхне-Эвурский (84), Харпинско-Бичинский (85) и другие вулканарии. К Имско-Китканскому разлому меридионального простираения, рассекающему поднятие на две почти равные части, приурочены небольшая изометричная Имская грабен-синклиналь, выполненная позднеолигоценовыми угленосными отложениями мощностью до 300 м, и узкий (2,5—5 км) Имско-Бичинский грабен (59), протягивающийся вдоль разлома от долины Бичи до устья Има, выполненный маломощной (до 100 м) толщей позднеолигоценовых валунных и крупногалечниковых конгломератов. Сходное строение имеет Харпинский грабен (60), расположенный в южной части поднятия.

Буреинско-Ям-Алинское горное поднятие (I) ограничивает с запада Средне-Амурскую и Нимелено-Чукчагиро-Эворонскую межгорные впадины. Его северная граница проводится по долине р. Уды, а западная по Хингано-Тастахскому разлому. К поднятию приурочены крупные массивы позднемеловых гранитоидов (в том числе Иппатинский), Баджальский (86) и Ям-Алинский (81) вулканарии. Разлом северо-восточного простираения, контролирующей долину р. Амгунь, отделяет от поднятия юго-восточный блок, соответствующий Баджальскому хребту. К этому разлому, по-видимому, приурочены небольшие грабен-синклинальные структуры, выполненные миоценовыми молассами. Самой крупной из них является Верхне-Амгунский грабен (5).

Характерными элементами структуры орогенного комплекса являются две системы разрывных нарушений. Одна из них — система крупных сбросов (Мульпинско-Хадинский, Тумнинский, Яйский, Амуро-Джапинский и др.), последовательно изменяющих простираение с северо-восточного на меридиональное, затем на северо-западное и вновь на северо-восточное, и, соответственно, оконтуривающих Сихотэ-Алинское горное поднятие с юго-востока и востока, Амгунское поднятие — с северо-востока и с севера, Буреинско-Ям-Алинское поднятие — с северо-запада и с запада; крупные сбросы, входящие в состав этой системы, сопровождаются параллельными сбросами меньших размеров. Столь же четко выделяется система сбросо-сдвигов, ориентированных перпендикулярно или почти перпендикулярно по отношению к вышеупомянутым сбросам; таковы сбросо-сдвиги восточно-северо-восточного простираения в Среднем Сихотэ-Алине, широтного простираения в Северном Сихотэ-Алине,

меридиональные в районе юго-западного побережья Охотского моря и северо-западного простирания на левобережье р. Буреи. Взятые в совокупности обе системы образуют характерную «структуру разбитой тарелки», возникающую при формировании и раскалывании сводовых структур. О существовании в период формирования орогенного комплекса обширного свода свидетельствуют также расположение горных поднятий и межгорных впадин, закономерные изменения состава континентальных моласс по разрезу и по латерали, охарактеризованные выше закономерности распространения интрузивных образований и вулкани-тов, изменение состава и мощности последних и т. д.

Сводовую структуру, реликтами которой являются Сихотэ-Алинское и другие горные поднятия, автор назвал **Приморско-Буреинским сводом** [157]. Свод имел в плане овалоподобную форму; длина его, по-видимому, достигала 1500 км при ширине 600—700 км. В сводовое поднятие наряду со структурами Сихотэ-Алинской складчатой системы были вовлечены Хингано-Буреинский массив и восточная часть Амуро-Охотской складчатой системы.

ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ОРОГЕННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ, ПАЛЕОГЕНЕ, МИОЦЕНЕ И РАННЕМ ПЛИОЦЕНЕ

В начале сенона, в ходе регрессии моря из северных частей Сихотэ-Алинской и Амура-Уссурийской геосинклиналей, где дольше всего сохранялись остаточные геосинклинальные прогибы, произошли первые вспышки субаэрального вулканизма и началось накопление андезит-базальтовых лав и туфов больбинской и синанчинской свит. Вулканическая деятельность получила также широкое распространение в пределах Тахтинского массива и ограниченное в пределах Амура-Охотской складчатой системы и Хингано-Буреинского массива. В кампанском веке в связи с распространением восходящих движений практически на всю территорию Сихотэ-Алинской складчатой системы разрозненные участки вулканической деятельности в восточной части Сихотэ-Алиния слились в единый вулканический пояс, а состав накапливающихся туфов и лав изменился до дацитового и дацит-липаритового. Возникли новые районы субаэрального вулканизма (Верхне-Уссурийский в Южном Сихотэ-Алине и т. д.); в зонах, испытывавших наиболее интенсивное поднятие — в южной части Сихотэ-Алинского антиклинория, в Сидатуно-Татибинской зоне Сихотэ-Алинского синклинория, в южной части и западной зоне Амура-Уссурийского синклинория, в северо-восточной части Хингано-Буреинского массива, — сформировались крупные плутоны гранодиоритов, контролируемые глубинными разломами, унаследованными от геосинклинального этапа развития (рис. 28).

Начало маастрихтского века ознаменовалось широким распространением нисходящих движений, обусловивших, в частности, формирование платформенного чехла в пределах Амура-Зейской плиты и заложение новой серии андезитовых вулканариев (в том числе Верхне-Эвурского) в северо-восточной части Хингано-Буреинского массива. Возобновилось накопление андезитов и андезито-дацитов в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе и в Верхне-Уссурийском вулканарии и началось формирование Хорско-Анюйского вулканария (рис. 29).

На рубеже маастрихтского и датского веков на обширных пространствах Дальнего Востока вновь проявились восходящие движения, достигшие своего максимума уже в палеоцене. Они обусловили замыкание Восточно-Сахалинской талассогеосинклинали и практически повсеместную регрессию моря из пределов Япономорского массива. В Сихотэ-Алинской складчатой системе восходящие движения датского века интенсивно проявились в западной и осевой зонах Сихотэ-Алинского синклинория и в восточной части Хингано-Буреинского массива, где они сопровождалась формированием крупных плутонов гранитного состава, а вблизи границы с вулканическими поясами — возникновением многочисленных интрузивно-купольных структур. Одной из основных зон локализации гранитоидных интрузий стала зона Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Площадь «андезитовых прогибов», столь характерных для маастрихтского века, существенно сократилась. За пределами Сихотэ-Алинской складчатой системы в датском веке субаэральный вулканизм не проявлялся вообще или проявлялся ограниченно. Аналогичную эволюцию испытал, по-видимому, и Хорско-Анюйский вулканарий, а в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса впервые наметилось обособление восточной зоны, где проходило интенсивное образование кальдер, в которых продолжали накапливаться туфы липаритового со-

става, и западной, где формировались преимущественно интрузивно-купольные структуры.

В целом вторая половина поздне меловой эпохи явилась для Сихотэ-Алинской складчатой системы и для сопредельных с ней краевых массивов и участков Амуро-Охотской системы временем интенсивных поднятий, постепенно захватывающих все большие и большие территории и сопровождающихся характерными проявлениями субсеквентного вулканизма, что характерно для раннеорогенной стадии в понимании

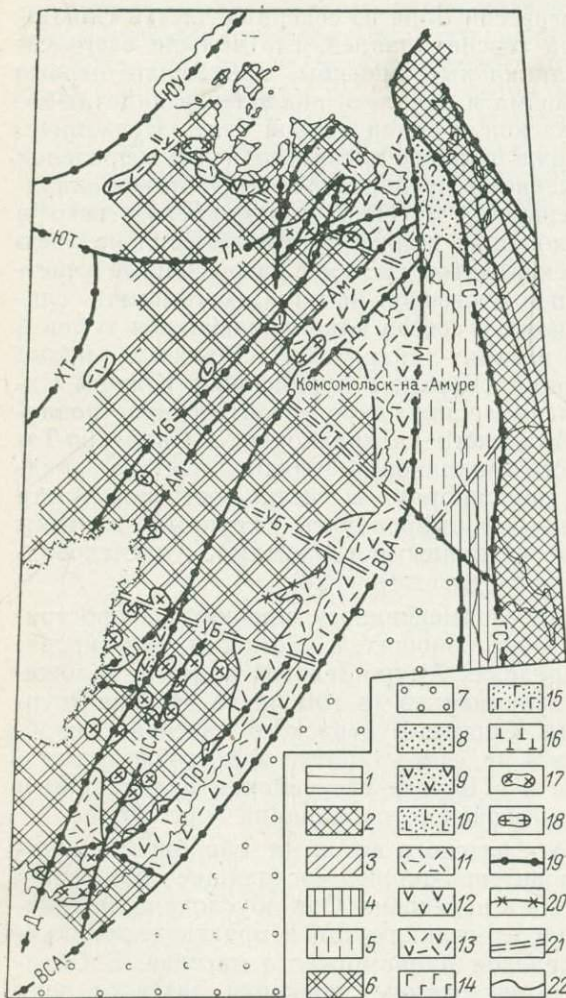


Рис. 28. Палеотектоническая схема для сантонского и кампанского веков.

1 — молодые платформы; 2 — складчатые сооружения в пределах мезозойских геосинклинальных систем; 3 — эвгеосинклинали; 4 — миогеосинклинали; 5 — пригеосинклинальные прогибы; 6 — горные поднятия; 7—15 — впадины; выполенные: 7 — параллическими молассами, 8 — континентальными молассами, 9 — образованиями андезит-молассовой формации, 10 — образованиями андезит-дацит-туфовой формации, 11 — липаритами и дацитами, 12 — андезитами и дацитами, 13 — липаритами, дацитами и андезитами, 14 — андезит-базальтами и базальтами, 15 — базальтами, андезит-базальтами и молассами; 16 — районы распространения трахилипаритов, трахитов и трахиандезитов, 17 — интрузии малых глубин, преимущественно гранодиориты; 18 — то же, преимущественно граниты; 19 — разломы, унаследованные от геосинклинального этапа; 20 — то же, новообразованные; 21 — поперечные тектонические зоны; 22 — границы структур

А. А. Богданова и др. [129]. На обширных территориях произошло преобразование «осадочного» слоя земной коры в гранитно-метаморфический; естественно предположить, что эти процессы распространились на структуры антиклинория и на жесткие массивы, где «гранитный» слой сформировался ранее, обусловив, по крайней мере, изменение его фи-

зических свойств. Важным следствием поздне мелового гранитообразования явилось существенное уменьшение различий в строении земной коры для большей части основных структурных элементов — от Япономорского до Хингано-Буреинского массива. К началу палеоцена вся территория, ограниченная с запада Хингано-Тастахским, а с востока — Восточным Сихотэ-Алинским разломом, была вовлечена в Приморско-Буреинский свод.

В палеоцене и в начале эоцена Приморско-Буреинский свод продолжал воздыматься; не исключено, что одним из факторов, способствующих поднятию, явилось изостатическое «всплывание» гранитоидных массивов [101]. К этому времени, по-видимому, относится формирование древнейшей поверхности денудационного выравнивания, сохранившаяся ныне лишь там, где она оказалась перекрытой базальтами кузне-

цовской свиты; ее образованию, несомненно, способствовал очень теплый и очень влажный климат, установившийся в начале палеогена на всей территории юга Дальнего Востока. Постепенное воздымание Приморско-Буреинского свода сопровождалось формированием разрывных нарушений. На ранних стадиях становления свода это были сравнительно небольшие разрывы, быстро залечивающиеся инъекциями гранитоидной магмы с образованием линейно вытянутых групп («печочек») интрузивно-купольных или экструзивно-купольных структур. Образование системы крупных разломов, обусловившей в последующем распадении Приморско-Буреинского свода на отдельные сегменты, произошло в эоцене и позднем олигоцене.

Анализ палеотектонических схем (рис. 28—30) свидетельствует, что именно в эоцене заложилась Тайменский, Охчинско-Джалунский и Якбияна-Гурский разломы, контролирующие грабены западной (Биробиджанской) зоны Средне-Амурской впадины, а также Синдинский и Усть-Матыйский разломы, ограничивающие ее восточную (Переяславскую) зону. Возобновились движения по разломам, унаследованным от геосинклинального этапа — по Омало-Усалгинскому, Куро-Бичинскому, Ярки-Акшинскому, Амурскому и т. д., одновременно заложилась грабены: Омало-Усалгинский, Орельский, Усть-Амгунский, Западно-Даргинский и грабен-синклинали: Большереченская, Верхне- и Средне-Бикинская. По новообразованным и по возобновленным разломам произошли излияния базальтов (рис. 30). Однако ареной наиболее интенсивной вулканической деятельности во второй половине эоцена являлся Усть-Амурский мегавулканический, унаследовавший тенденцию к активному погружению от предыдущих стадий развития. Присутствие палеогеновых базальтоидов в Лангрыйской и Вагисской мегаантиклиналях Северного Сахалина позволяет предположить широкое распространение вулканитов к востоку от Монеронского разлома.

Структурный план, сложившийся в эоцене, по-видимому, сохранялся в течение раннего и среднего олигоцена. В это время в пределах Восточного Сахалина формировалось горное поднятие. На Западном Са-

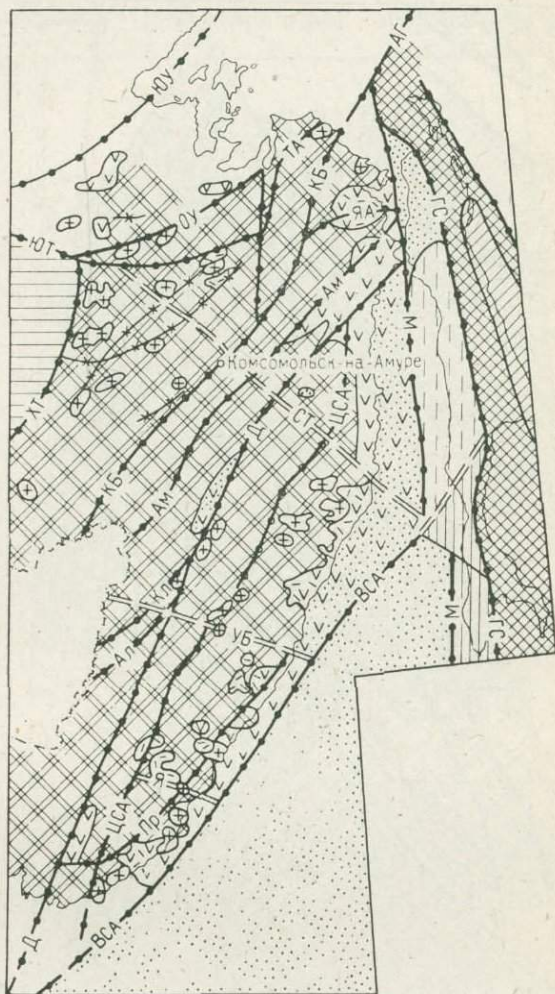


Рис. 29. Палеотектоническая схема для маастрихтского и датского веков.

Усл. знаки — см. рис. 28

халине межгорная впадина, возникшая в эоцене, постепенно преобразовывалась в окраинный прогиб. На Амуро-Зейской плите накапливались отложения платформенного чехла. Судя по составу и мощности ниже- и среднеолигоценовых отложений, выполняющих грабены Средне-Амурской и других межгорных впадин (см. прилож. 4), а также по отсутствию проявлений вулканической деятельности, Приморско-Буреинский свод в раннем и среднем олигоцене испытывал лишь слабые поднятия, чередующиеся с периодами затухания тектонических движений. Подоб-

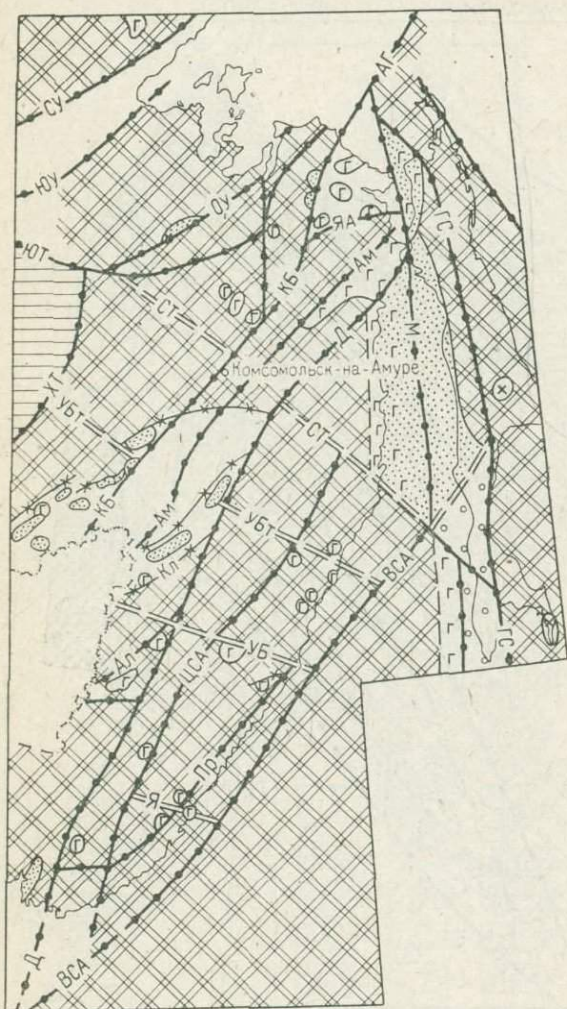


Рис. 30. Палеотектоническая схема для эоценовой эпохи.

Усл. знаки — см. рис. 28

новились перемещения по Ассино-Тугурскому и Омало-Усальгинскому разломам. В результате оформилась северная часть Нимелено-Чукчаги-ро-Эворонской межгорной впадины, включающая Торомский, Верхне-Конинский, Нижне-Конинский и другие грабены, разделенные горстами Альским, Тугурского хребта и хр. Магу (рис. 31). Судя по спорово-пыльцевым комплексам, заключенным в породах биранджинской свиты, в этом районе сохранялся интенсивно расчлененный рельеф; абсолютные высоты в пределах горстов достигали 2000 м. В Орельском и Усть-

ный тектонический режим в сочетании с жарким и влажным климатом благоприятствовал угленакплению и формированию коры выветривания на обширных территориях. Реликты ее, представленные тяжелыми пестроокрашенными суглинками (до 12 м), сохранились под чехлом позднеолигоценовых образований или миоценовых андезито-базальтов во многих районах Среднего Сихоте-Алиня.

В северной части Ханкайского массива в раннем — среднем олигоцене заложилась Нижне-Бикинская и другие брахисинклинали, а в юго-западной части — Артемо-Тавричанская и другие грабен-синклинальные структуры.

В позднем олигоцене восходящие движения в пределах Приморско-Буреинского свода возобновились с новой силой; соответственно, возобновилось формирование разломов, обусловившее окончательное распадение свода. Четко этот процесс проявился в его северо-западной части, где заложилась Западно- и Восточно-Торомские и Конинский разломы и возоб-

Амгунском грабенах продолжалось интенсивное осадконакопление. В зоне Имско-Китканского разлома образовался Имско-Бичинский грабен, а в Селемджинско-Тумнинской поперечной зоне — Хунгарийская брахисинклиналь. Возобновилось формирование грабенов в Средне-Амурской и Уссури-Ханкайской межгорных впадинах и началось образование Надань-Хада-Алинского горного поднятия, разделяющего эти впадины. В пределах Япономорского массива возникла обширная депрессия и происходили излияния базальтов.

Магматическая деятельность в позднем олигоцене проявилась весьма разнообразно. В Усть-Амурском мегавулканизме формировались вулканиты существенно щелочного состава; в зоне сочленения Сихотэ-Алинского горного поднятия и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса произошли многочисленные, хотя и небольшие по масштабу, излияния липаритов, сопровождавшиеся формированием интрузивно- и экструзивно-купольных структур; во внутренней зоне вулканического пояса, испытывающей погружение, накапливались вулканиты андезит-дацит-туфовой формации, перемежающиеся с туффитами, диатомитами и т. д. Судя по присутствию в туффитовой толще с побережья бух. Накатова морской водоросли *Zostera japonica* Asch. et Gr., во внутреннюю зону пояса проникли морские воды.

Начало неогенового периода было ознаменовано новой перестройкой структурного плана, сопровождавшейся мощной вспышкой базальтового вулканизма. Очень четко проявилась раннемиоценовая перестройка на Сахалине, где она выразилась в распадении Восточно-Сахалинского горного поднятия, в образовании Северо-Сахалинской межгорной впадины и Срединно-Сахалинской шовной синклинальной зоны [165]; кроме того, в течение раннего и среднего миоцена неоднократно имели место проявления основного и (в пределах Западного Сахалина) щелочного вулканизма. В позднем олигоцене — раннем миоцене, по-видимому, произошло погружение обширной части Япономорского массива, представляющей в настоящее время глубоководную впадину Японского моря. Раскалывание, сопровождавшееся погружением крупных блоков, излияниями базальтовых лав и образованием грабе-

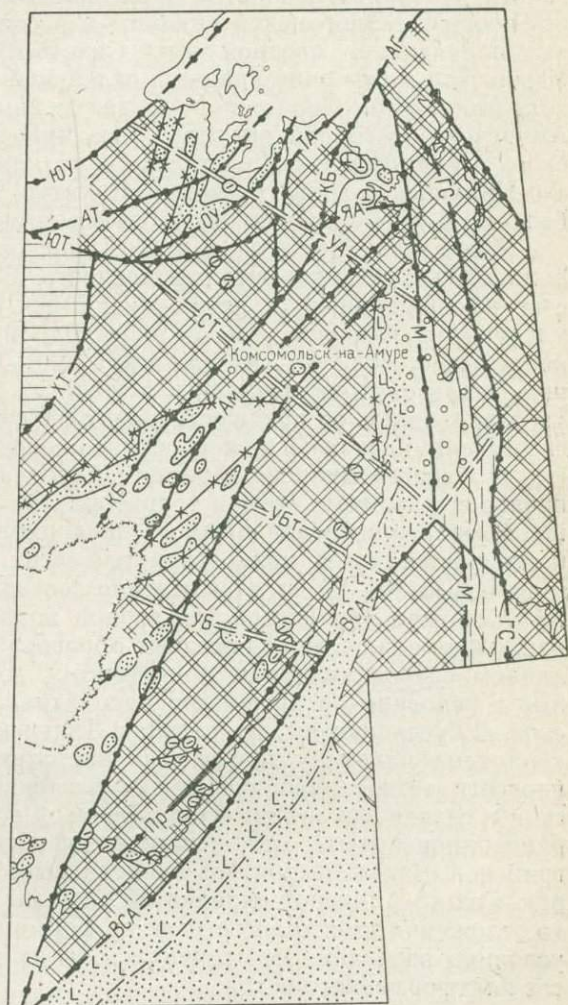


Рис. 31. Палеотектоническая схема для позднего олигоцене.

Усл. знаки — см. рис. 28

нов или грабен-синклинальных структур, испытали также Тахтинский и Ханкайский массивы.

В северо-восточной части Хингано-Буреинского массива раннемиоценовая перестройка структурного плана выразилась в образовании системы разломов меридионального и северо-восточного простирания; оформились южная часть Нимелено-Чукчагиро-Эворонской межгорной впадины с Чукчагирским, Ниланканским и Эворонским грабенами, разделившая Буреинско-Ям-Алинское и Амгунское горные поднятия. В пределах Буреинско-Ям-Алинского поднятия образовался Верхне-Амгунский грабен, в юго-западной части Амгунского поднятия — Харпинский грабен. Излияния базальтов произошли также в южной части Нимелено-Чукчагиро-Эворонской впадины и в сопредельных с ней частях горных поднятий. В северной части Сихотэ-Алинской системы оформилась Удыльская межгорная впадина, отделившая Амгунское поднятие от Сихотэ-Алинского. Продолжалась дальнейшая дифференциация Средне-Амурской межгорной впадины, связанная с заложением Усть-Уссурийского, Синдинского и Сельгонского разломов и обособлением Корфовско-Найхинской зоны горстовых структур. И здесь произошли излияния базальтов, особенно значительные в восточной части впадины.

В пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса продолжалась вулканическая деятельность. Во внутренней зоне, непосредственно граничащей с погружающимися структурами Япономорского массива, излияния базальтов происходили повсеместно и практически непрерывно, мощность их достигала 800—1000 м. Во внешней зоне толщи базальтов локализовались в крупных грабенообразных структурах, унаследованных от предшествующих стадий развития (Нигирьская, Исими-Нельминская) или новообразованных (Нахтахинская).

В позднем миоцене и раннем плиоцене тектонические движения в пределах рассматриваемой территории не проявлялись; в многочисленных озерах, унаследованных от предшествующих стадий развития, накапливались глины, мелкозернистые пески, диатомиты и т. д. суммарной мощностью 80—170 м. Исключение составляет северная часть Нимелено-Чукчагиро-Эворонской межгорной впадины, где в позднем миоцене накапливались грубообломочные образования. Источником материала в данном случае являлись, по-видимому, горные поднятия, расположенные в основном за пределами рассматриваемой территории (Джигдинское, Джугджурское). В пределах Дальневосточной складчатой области к раннему плиоцену рельеф был настолько сnivelирован, что трудно провести четкое различие между платформенными осадками бузулинской и сазанковской свит Амура-Зейской плиты и позднемиоценовыми — раннеплиоценовыми отложениями Софийского и Восточно-Даргинского грабенов. Вполне вероятно, что если бы в раннем плиоцене на территорию Сихотэ-Алинской складчатой системы проникла трансгрессия моря, то отложения этой трансгрессии по формационному составу, мощности и условиям залегания не отличались бы от образований нижних горизонтов платформенного чехла.

В целом эоцен-олигоцен-миоценовая стадия развития Сихотэ-Алинской складчатой системы соответствует позднеорогенной стадии в понимании А. А. Богданова и его соавторов [129] или предчехольной стадии в понимании В. Н. Соболевской. Основным содержанием этой стадии явилось распадение Приморско-Буреинского свода на блоки с последующим нивелированием различий между этими блоками, а характерным признаком — формирование многочисленных грабенов (тафросинклиналей), сопровождающееся интенсивным липарито-базальтовым вулканизмом. Таким образом, вторая половина позднемиоценовой эпохи, палеогеновый период и миоценовая эпоха в совокупности представляют этап постгеосинклинального орогенного развития Сихотэ-Алинской складчатой системы.

ОБ ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ ОРОГЕННOM ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ (СИСТЕМ)

Представление о том, что геосинклинальные области (системы), испытав складчатость, региональный метаморфизм и гранитообразование, превращаются в горные складчатые области (складчатые области [176], области завершённой складчатости [206] и т. д.), распространено и признано практически повсеместно, как и представление о том, что в дальнейшем утратившие подвижность и подвергшиеся глубокой денудации горные складчатые области превращаются в фундамент платформ (кратонов). Подавляющее большинство исследователей употребляют для обозначения периода существования складчатых горных областей наименование «орогенный период (этап, стадия)»; при этом различаются постгеосинклинальное (или эпигеосинклинальное) горообразование, происходящее после замыкания геосинклинальных областей, и горообразование, независимое от развития геосинклинальных складчатых областей (например, эпиплатформенное). Вместе с тем остаются дискуссионными вопросы о том, должен ли орогенный этап рассматриваться как заключительный этап развития геосинклинальных систем, как самый ранний этап становления платформенного чехла или как самостоятельный этап развития геосинклинально-складчатых систем, и в связи с этим каким образом следует определять его начало и конец.

Стремление рассматривать орогенный этап в качестве составной части периода геосинклинального развития четко выражено в работах М. В. Муратова и В. Е. Хаина. М. В. Муратов [117] наряду с начальным и главным геосинклинальным этапами развития геосинклинальных систем выделяет заключительный теликогеосинклинальный этап, в процессе которого происходит горообразование и формируется молассовый комплекс. По мнению В. Е. Хаина [189], завершённый тектонический цикл развития геосинклинальных поясов делится на два периода: период погружения, или собственно геосинклинальный, и период поднятий, или орогенный. Первый период заканчивается собственно предорогеной стадией (с отложением толщ, переходных от флиша к молассе). Орогенный период также разделяется на стадии: 1) раннеорогенную, знаменующуюся образованием нижней молассы (морской, или лагунной, угленосной во влажном и соленосной в аридном климате), наземной андезит-липаритовой (порфировой) формации и формации гранитоидных батолитов; 2) позднеорогенную, для которой характерны верхняя (континентальная или лагунно-континентальная) моласса, андезит-липаритовая формация, интрузивная формация малых интрузий субщелочного состава; 3) посторогенную стадию, в ходе которой происходит распад горных сооружений, образуются грабены, проявляется заключительный базальтовый вулканизм и внедряются интрузии щелочного состава.

Нетрудно убедиться, что рассматриваемая концепция предполагает отсутствие сколько-нибудь значительного перерыва между собственно геосинклинальным и орогенным этапами развития. Между тем, как это отмечено еще Л. Кобером [211], горообразование может быть отделено от замыкания геосинклиналей значительным промежутком времени. Перерыв между замыканием раннекаледонской геосинклинали и началом формирования крупной сводовой структуры в южной части Красноярского края охватил конец кембрия и значительную часть ордовика [103], перерыв между формированием складчатого фундамента и началом накопления красноцветных моласс в Нортумберленде охватил ранний и средний девон [115]. Нижний красный лежень Тюрингской впадины начал формироваться только в ранней перми, хотя замыкание герцинских геосинклиналей произошло в конце раннего карбона. Значительный перерыв предшествовал заложению впадины Даларна в Южной Швеции

и других впадин Балтийского щита, вмещающих иотнийские отложения [48, 134]. В этом смысле складчатые системы, где перерыв между замыканием геосинклиналей и формированием орогенного комплекса оказался минимальным, представляют сравнительно редкий вариант развития геосинклинальных складчатых систем.

По мнению М. В. Муратова [117], одним из важнейших доказательств того, что орогенный этап является частью геосинклинального, служит наличие неразрывной генетической связи между «синорогенными» и «посторогенными» гранитоидами (змеиногорский и калбинский интрузивные комплексы Рудного Алтая, каледонские гранитоиды Шотландских нагорий и т. д.). Однако внедрение синорогенных гранитоидов может рассматриваться и как одно из наиболее ранних проявлений орогенного этапа, осуществляющееся в условиях заключительной стадии геосинклинального этапа. Справедливо замечание Н. Г. Марковой о том, что выборочное проявление некоторых признаков орогенного развития в конце геосинклинальной стадии вполне закономерно. «Оно указывает лишь на то, что переход к новому, как это часто бывает в природе, происходит не резко, а элементы нового заложены уже в предыдущем этапе развития» [106, с. 140].

Спорность представлений о неразрывной связи орогенного этапа с геосинклинальным подтверждается, по нашему мнению, и тем обстоятельством, что многие тектонисты считают возможным рассматривать образования, характерные, по мнению В. Е. Хаина, для позднеорогенной и посторогенной стадий, в качестве платформенных.

Н. С. Шатский [203], отнеся триасовые, ниже- и среднеюрские континентальные образования, выполняющие Челябинский грабен, мезозойские структуры Байконура, Майкюбе и Тенизской мульды к нижнему комплексу платформенного чехла, отметил, что они образуют «лишь небольшие структуры среди палеозойских складок и вместе с последними образуют складчатое основание для обширных меловых и кайнозойских прогибов». Р. Г. Гарецкий, В. И. Самодуров, А. Е. Шлезингер и А. Л. Яншин рассматривают Челябинский и Буланаш-Елкинский грабены Зауралья, Кияктинский и Байконурский грабены Центрального Казахстана, триасовые грабены Восточных Аппалач как структуры самых ранних этапов формирования осадочного чехла, когда на молодых платформах не было синеклиз и только начинали намечаться в виде ... небольших опусканий центральные участки будущих плит» [49, 178]. Таким образом, речь идет об отнесении к платформенному чехлу образований третьей и второй стадии орогенного этапа в понимании В. Е. Хаина.

Однако и эта точка зрения оспаривается многими исследователями. А. А. Моссаковский [115], Н. А. Крылов, В. Я. Дитмар и А. И. Летавин [92, 93], оценивший формационный состав и структурную позицию верхнепермских, ниже- и среднетриасовых отложений различных герцинских складчатых областей, отнесли их к позднеорогенным образованиям. Представляется вполне убедительной аргументация В. Н. Соболевской [171, 172], по мнению которой, Челябинский грабен и сходные с ним грабены и грабенообразные впадины не являются структурами платформенного чехла, а возникшие внутри грабена приразломные складчатые структуры в перекрывающем их чехле обычно не проявляются. «Формирование грабенов такого типа отвечает предчехольному посторогенному этапу формирования плит, т. е. этапу, пенепленизации складчатого горного рельефа... связанному с началом вовлечения данного участка в погружение. Вслед за этим может наступить этап формирования чехла плиты. Складчатый фундамент, следовательно, древнее отложений, выполняющих грабены такого типа, а отложения чехла моложе последних» [172, с. 287]. Ничего общего не имеют со структурами платформенного чехла позднеорогенные структуры Кавказа, детально изученные Е. Е. Милановским [112].

Главным аргументом против отождествления позднеорогенных образований с нижним ярусом платформенного чехла является, по нашему мнению, часто наблюдающийся длительный перерыв, предшествующий преобразованию горных складчатых областей в платформу. Показательна в этом смысле история развития байкалид восточной части Урало-Монгольского пояса, завершивших свое геосинклинальное развитие на рубеже раннего и среднего кембрия, тогда как платформенный режим установился только в маастрихтском веке. В пределах Амуро-Охотской складчатой системы, где геосинклинальный этап закончился в конце раннего карбона, платформенный режим не установился до настоящего времени. Причиной задержки перехода к платформенному режиму является обычно неоднократное проявление постконсолидационной активизации, возникающей уже после завершения позднеорогенной (в понимании В. Е. Хаина), или предчехольной (в понимании В. Н. Соболевской), стадии и обуславливающей повторное формирование параллических и континентальных моласс и возобновление субсеквентного магматизма. Известны также случаи (одному из них посвящена настоящая работа) заложения в пределах складчатых областей, не перешедших в платформенное состояние, вторичных геосинклинальных систем.

По нашему мнению, современное состояние изученности геологии континентов позволяет сделать однозначный вывод о том, что после замыкания геосинклинальных систем возникает специфический режим, обуславливающий преобразование осадочного слоя земной коры, сформировавшегося в условиях геосинклинального этапа, в гранитно-метаморфический; это преобразование сопровождается формированием горного рельефа, образованием горных поднятий, межгорных прогибов и впадин. Описываемый режим удерживается в областях карельской, каледонской и герцинской складчатости в течение 130—200 млн. лет, т. е. по своей длительности он может быть сопоставлен с геосинклинальным этапом. Таким образом, *представляется естественным и логичным выделять самостоятельный орогенный этап развития геосинклинально-складчатых поясов, областей и систем, по своему рангу сопоставимый с геосинклинальным.*

Сравнительное изучение по личным наблюдениям и литературным данным ряда разновозрастных межгорных впадин (впадины Даларна, Минусинская, Тенизская, Тюрингская и др.), произведенное, независимо друг от друга, А. А. Моссаковским [115] и автором, показало, что могут быть выделены формации (группы формаций) и структуры, характерные для орогенного этапа и несвойственные ни для геосинклинального, ни для платформенного этапов. Среди осадочных формаций наиболее широко распространены формации, принадлежащие к группе моласс (в том числе угленосная, пестроцветная терригенная, красноцветная и соленосная) и терригенно-карбонатных (в том числе формация органично-обломочных известняков), среди вулканогенных — формации из групп андезит-дацит-липаритовых и липарит-базальтовых, среди интрузивных — формации из группы габбро-диорит-гранодиоритовых. Известно, что суммарная мощность осадочных и вулканогенных формаций, накопившихся в межгорных впадинах и прогибах в течение орогенного этапа, как правило, составляет 5000—15 000 м (в то время, как суммарная мощность геосинклинальных комплексов обычно измеряется десятками километров, а мощность платформенного чехла в синеклизах обычно не превышает 5000 м).

Существует важное различие в строении комплекса межгорных впадин и геосинклинального комплекса. Если в последнем обычно наблюдается закономерная эволюция как вулканогенных, так и осадочных формаций, то в первом закономерно сменяются только вулканогенные формации (вначале формации из группы андезит-дацит-липаритовых, затем из группы липарит-базальтовых), а осадочные формации подоб-

ной закономерности не подчиняются. Тектонические структуры, характерные для межгорных впадин и горных поднятий: брахисинклинали, брахиантиклинали, грабены, горсты, вулcano-тектонические структуры резко отличаются как от структур геосинклинального комплекса, так и от структур платформенного чехла.

Объективным фактом, подтверждающим правомерность выделения орогенного этапа, является длительное существование горных складчатых областей. Более 30 лет назад С. Бубнов счел необходимым выделить такие области, названные им неоднородными лабильными шельфами и противопоставленные собственно платформенным структурам и геосинклиналям. Отмечалось, что фундаментом лабильных шельфов служат разнообразные палеозойские, реже протерозойские складчатые сооружения; что мощность накопившихся осадков значительно превосходит мощность осадочного чехла стабильных шельфов (в современной терминологии — плит). Тектоническое строение лабильных шельфов характеризуется комбинацией слабой складчатости пластов с образованием многочисленных разломов. «Характерной особенностью этого типа горообразования является образование коротких, со всех сторон замкнутых, куполов и котловин» [34, с. 132]. Типичным для лабильных шельфов является также интенсивный вулканизм (там же, с. 133).

Недостаточная четкость в определении территорий так же, как и введение Бубновым геоморфологического термина «шельф» в тектоническую терминологию, вызвало критическое отношение к его работам со стороны А. Д. Архангельского [1]. Между тем справедливость основной идеи Бубнова в настоящее время не вызывает сомнения.

Определение границы между орогенным и геосинклинальными этапами осложняется тем, что заключительная (предорогенная) стадия геосинклинального этапа, в ходе которой остаточные геосинклинальные прогибы сосуществуют с уже сформировавшимися складчатыми сооружениями, обладает рядом признаков (присутствие моласс, синорогенный магматизм, гребневидно-коробчатый характер складок), сближающих ее с орогенным этапом. По-видимому, именно это обстоятельство побудило А. А. Моссаковского [115] рассматривать эту стадию в качестве первой стадии орогенного этапа, хотя он и признает, что только на следующей — горообразовательной — стадии происходят кардинальные изменения тектонического режима и, соответственно, структурного плана. А. А. Богданов [27] считал наиболее правильным определять начало орогенного этапа по возникновению краевых прогибов. Однако это совершенно правильное положение не может быть применено в случаях, когда завершающая свое развитие геосинклинальная система не имеет общей границы с плитой древней платформы. *По нашему мнению, главными критериями для проведения границ между геосинклинальным и орогенным этапами развития являются повсеместное распространение формаций орогенного класса, отмирание основных структурных элементов предыдущего этапа — геосинклиналей, превращенных в синклинали, — и возникновение нового структурного плана, основными элементами которого являются межгорные впадины и горные поднятия. Наступление платформенного этапа может фиксироваться только формированием платформенного чехла с типичными для него формациями и структурами.* «Бесчехольных» платформ, по-видимому, не существует, если, конечно, не рассматривать щиты отдельно от плит. Естественно, орогенный этап развития не обязательно продолжается вплоть до начала формирования платформенного чехла. Вероятно, завершением орогенного этапа следует считать окончание позднеорогенной стадии с характерными для нее грабеновыми структурами и липарит-базальтовым вулканизмом. В дальнейшем в течение длительного времени может проявляться постконсолидационная активизация, вносящая новые черты в структурный план, сложившийся в ходе орогенного этапа [123 и др.].

ПЛИОЦЕН-АНТРОПОГЕНОВЫЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС И НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Плиоцен-антропогенный структурно-формационный комплекс в пределах описываемой территории охватывает континентальные терригенные и вулканогенные образования средне- и позднеплиоценового и антропогенного возраста, представленные молассоидной и толент-базальтовой формациями.

К молассоидной формации отнесены разнообразные терригенные отложения, выполняющие обширные прогибы в пределах Нимелено-Чукчагиро-Эворонской, Нижне-Амурской, Удыльской и Средне-Амурской межгорных впадин и грабенообразные участки речных долин, заложившиеся и развивавшиеся после кратковременной раннеплиоценовой стабилизации. Молассоиды межгорных впадин, описанные Ю. Ф. Чемяковым [198, 199] под наименованием приамурской свиты верхнего плиоцена, состоят из незакономерно чередующихся гравийников, галечников и песков аллювиального, озерно-аллювиального и пролювиального происхождения, плащеобразно налегающих на более древние образования или выполняющих древние долины, глубоко врезаемые в терригенные отложения миоценового и олигоценного возраста и в базальты кизинской свиты. Ширина древних долин достигает 20—25 км, мощность выполняющих их плиоценовых образований от 40 до 100 м. Мощность плащеобразно залегающих отложений 10—30 м.

Грабенообразные понижения речных долин восточного склона Сихотэ-Алиня от Кузнецовской на юге до Ула и Лонгари на севере выполнены несортированными галечниками с гравием, редкими валунами и линзами песка и супеси мощностью 20—100 м. Характерный разрез этих образований, расположенный в районе бухт Труженик и Базарная на побережье Татарского пролива, имеет, по сообщению М. А. Ахметьева, следующее строение.

1. Галечники несортированные с песком, гравием и крупными валунами; в кровле пачки — маломощный покров базальтов	60,0
2. Валунно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем; в валунах и гальке — гранодиориты, андезиты, базальты	3,5
3. Галечник рыхлый; галька андезитов и базальтов, хорошо окатанная, до 10 см в поперечнике; заполнитель — песок с мелкой галькой и гравием	1,5
4. Валунно-галечниковые отложения, аналогичные (2)	6,4
5. Песчаник туфогенный тонкозернистый косослонистый с линзами гравелита	0,5
6. Валунно-галечниковые отложения, аналогичные (2)	4,6
7. Гравийно-галечные отложения; в подошве слоя линза (6 см) буровато-серой глины	0,6
8. Валунник, состоящий из слабоокатанных обломков базальтов и андезитов диаметром до 35 см; заполнитель — крупнозернистый песок; этот же песок образует линзы мощностью до 0,5 м	4,0
9. Гравийно-галечные отложения косослонистые	0,7
10. Песок мелкозернистый	0,15
Мощность по разрезу ~ 82 м.	

В юго-западном направлении описанные отложения замещаются туфами и туфоконгломератами.

Толент-базальтовая формация состоит из оливин-пироксеновых и пироксеновых базальтов совгаванской свиты плиоцен-плейстоценового возраста, слагающих систему слаборасчлененных плато (рис. 32). На восточном склоне Сихотэ-Алиня выделяются Совгаванское плато, занимающее междуречье Хуту и Коппи, Самаргинское плато в междуречье Самарги и Ботчи и Зевинско-Нахтахинское плато, протягивающееся от

верховьев р. Бикин до побережья Татарского пролива. В зоне западных предгорий Сихотэ-Алиня обширные базальтовые плато расположены в междуречьях Гура и Анюя, Немпту и Мухена и небольшие — в бассейне р. Пихца, в верховьях р. Обор и т. д. Поверхности восточных плато слабо наклонены к востоку, западных — к западу. Помимо перечисленных плато, известны небольшие покровы плиоцен-плейстоценовых базальтов, приуроченные к бортам новообразованных грабенов (бассейн Ула и Лонгари, верховья Тумнина и т. д.). В основных районах своего распространения совгаванская свита сложена покровами базальтов мощностью

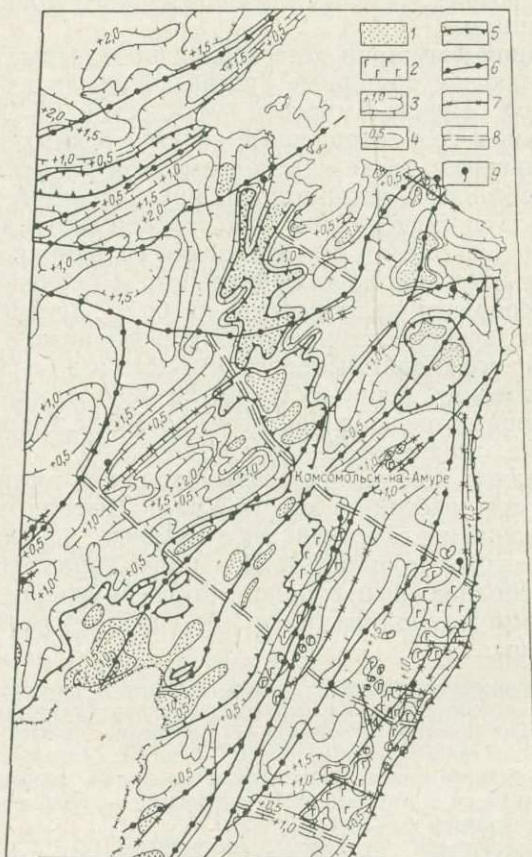


Рис. 32. Схема структур неотектонической стадии развития Дальнего Востока

1 — участки распространения плиоцен-антропогеновых молассоидов; 2 — участки распространения образований толлит-базальтовой формации; 3 — изолинии (км) поднятий; 4 — то же, опусканий; 5 — граница зон преимущественного поднятия и преимущественного погружения; 6 — глубинные разломы, унаследованные от геосинклинального этапа развития; 7 — разломы, заложившиеся в кайнозое; 8 — поперечные тектонические зоны; 9 — термальные источники

от 1—2 до 8—10 м. Основание покровов обычно сложено слегка закаленными мелкопористыми базальтами; в средней части преобладают массивные плотные хорошо раскристаллизованные базальты с долеритовой или пойкилоофитовой структурой, а в верхней — крупнопористые и кавернозные базальты, обычно плохо раскристаллизованные. Длина отдельных покровов и потоков нередко измеряется десятками километров; мощность свиты в центральных частях Совгаванского и Зевинско-Нахтахинского плато достигает 350—400 м. Пирокластические образования в составе формации практически отсутствуют (за исключением жерловой фации). Отсутствие их в составе базальтовой толщи свидетельствует о трещинном характере излияний. Местами (междуречье Аджалами

и Иоли и др.) вдоль крупных разломов располагались щитовидные вулканы. По химическому составу базальты приближаются к кварцевым базальтам по Р. Дэли. Несколько повышенное содержание кремнезема и пониженное содержание щелочей позволяют отнести их к группе толеит-базальтовых формаций. В то же время отсутствие в составе формации туфов и характерных гипабиссальных интрузий (силлов) не позволяет идентифицировать описываемые образования с трапповой формацией древних платформ.

Образования, входящие в состав плиоцен-антропогенного структурно-формационного комплекса, залегают практически горизонтально и почти не затронуты разрывными нарушениями. В то же время в ряде случаев их распространение контролируется грабеновыми структурами, заложившимися не ранее конца плиоцена. Таковы грабены Ул-Лонгарийской системы, Князевский грабен в низовьях Амгуни, выполненный базальтами Бачелазский грабен и т. д. Грабены, как правило, узкие (1—15 км), различной длины (5—30 км); амплитуда смещения по ограничивающим их сбросам измеряется метрами и десятками метров. Погруженные участки в пределах межгорных впадин, как правило, не имеют четких границ и могут быть опознаны по характеру поверхности и по уменьшенной высоте террас.

В формировании неотектонических структур активную роль играли разрывные нарушения, унаследованные от предшествующих этапов развития, в том числе Удский, Южно-Шантарский, Куро-Бичинский (в северной части), Амурский, Алчанский, Даубихинский, Хорский, Центральный Сихотэ-Алинский, Амгунский, Усть-Матайский, Мульпинско-Хадинский, Тумнинский и др., а в особенности — Селемджинско-Тумнинская, Урмийско-Ботчинская и Улунга-Бикинская поперечные тектонические зоны (см. рис. 32). Приуроченность современных термальных источников к системе разломов, оконтуривавших Приморско-Буреинский свод, свидетельствует, что эти разломы не утратили своего значения до настоящего времени. В основном сохранили свою роль унаследованные от позднеорогенной стадии развития Буреинско-Ям-Алинское, Сихотэ-Алинское и в меньшей мере Амгунское и Надавь-Хада-Алинское горные поднятия, Нимелено-Чукчагино-Эворонская, Удыльская, Средне-Амурская и Усури-Ханкайская межгорные впадины; еще одна межгорная впадина — Нижне-Амурская — образовалась в низовьях Амура.

Межгорные впадины, испытывавшие в среднем и позднем плиоцене погружение, в настоящее время представляют собой плоские, в краевых частях пологонаклонные равнины с заболоченной поверхностью. Террасы обособляются на участках, не испытывавших значительного погружения. Средне-Амурская впадина в основном сохранилась в прежних границах, хотя ее внутреннее строение значительно упростилось вследствие того, что многие грабены и горсты утратили свою активность. На юго-западе впадина несколько расширилась за счет восточной окраины Буреинско-Ям-Алинского поднятия. Территория, занимаемая северо-восточной оконечностью Усури-Ханкайской впадины, сократилась за счет участков, вовлеченных в поднятие. Более или менее интенсивное накопление верхней молассы происходило на изолированных участках в нижних течениях Большой Усурки, Бикина и Алчана, а также на отдельных участках долины Усури. Площадь Удыльской впадины, наоборот, увеличилась почти вдвое за счет опускания значительных участков в восточной части Амгунского поднятия, граничащих с долиной Амура. В районе западного побережья оз. Удыль в конце плиоцена или в начале четвертичного периода заложилась три небольших грабен-синклинали широтного и северо-восточного простирания, в которых отложилась 50-метровая толща озерно-аллювиальных отложений. Более интенсивное прогибание происходило в северной части Софийского и Яйского грабенов и в южной части Булавинского грабена, т. е. на участках, уна-

следованных от палеогеново-неогенового структурного плана. Строение северной части Нимелено-Чукчагино-Эворонской впадины практически не изменилось, южная же ее часть существенно расширилась, охватив несколько участков в среднем течении р. Горин, так что юго-западная граница впадины практически совпадает с Селемджинско-Тумнинской поперечной зоной. Наиболее интенсивное прогибание в пределах Нимелено-Чукчагино-Эворонской впадины испытали два участка, один из которых расположен севернее оз. Чукчагирского, а другой — в районе оз. Эворон. Нижне-Амурская впадина объединила Орельский и Усть-Амгунский грабены, существовавшие еще в миоцене, с вновь образовавшимися Князевским, Ваюнским и другими грабенами. В целом площадь, занимаемая межгорными впадинами, расширилась по сравнению со средним миоценом, главным образом за счет вовлечения в погружение значительных участков Амгунского горного поднятия.

На рис. 32 видно блоковое строение Буреинско-Ям-Алинского горного поднятия; границы между блоками образованы Амгунским разломом и Урмийско-Ботчицкой поперечной тектонической зоной. В северных блоках абсолютные высоты на значительных площадях достигают 1500—2000 м. Об активном проявлении восходящих движений в позднем плиоцене и антропогене свидетельствует альпинотипный характер рельефа хребтов Ям-Алинь, Дуссе-Алинь, Меванджа и Баджалского с типичными конусообразными, реже куполовидными вершинами гор, узкими, гребневидными водоразделами, выпуклыми или прямыми склонами и глубоко врезанными долинами рек с невыработанным продольным профилем.

Участки максимальных высот в пределах Амгунского горного поднятия приурочены к интрузиям гранитоидов (хребты Кивун, Омельдинский и др.). В целом для поднятия характерны абсолютные высоты порядка 500—800 м, низкогорный, местами холмисто-грядовый рельеф с куполообразными вершинами, широкими водоразделами, пологими (не более 15—20°) вогнутыми склонами; поперечный профиль речных долин U-образный или корытообразный. Можно считать, что в среднем — позднем плиоцене и плейстоцене Амгунское горное поднятие испытало поднятие не более 300—800 м, а отдельные его участки вообще не были вовлечены в поднятие. Надань-Хада-Алинское горное сооружение также испытало очень слабые проявления восходящих движений, а отдельные его участки были вовлечены в погружение. Вслед за Э. Н. Лишневым автор считает, что восходящие движения в пределах Амгунского и Надань-Хада-Алинского поднятий в значительной мере обусловлены изостатическим «всплыванием» гранитоидных массивов.

Сихотэ-Алинское горное поднятие в основном унаследовало границы и блоковое строение от предыдущего этапа развития. Наиболее интенсивные восходящие движения (амплитуда 800—1800 м) проявились в блоках, ограниченных с запада Хорским разломом, с севера Селемджинско-Тумнинской поперечной зоной, с юга верховьями рек Бикин и Катэн и с востока новообразованным разломом северо-восточного простирания. Здесь преобладают абсолютные высоты порядка 1300—1800 м; рельеф среднегорный, сильно расчлененный, крутосклонный; вершины конусовидные и куполообразные, склоны прямые, реже выпуклые, крутизной до 40—50°; долины рек глубоко врезанные с плохо выработанным продольным профилем. Северный Сихотэ-Алинь и южная часть Среднего Сихотэ-Алиня испытали поднятие меньшей интенсивности.

Пространственная связь базальтовых плато с Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом и Хорско-Ануйским вулканическим поясом не вызывает сомнений. В то же время почти все базальные плато выходят далеко за пределы вулкано-тектонических структур предшествующего этапа, налегая либо на приподнятые в прошлом блоки вулка-

ического пояса, либо непосредственно на образования геосинклинального комплекса, а в большей части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса плиоцен-антропогенный вулканизм вообще не проявился. Следовательно, для однозначного вывода о сохранении или отмирании Восточно-Сихотэ-Алинского пояса в плиоцене — антропогене данных недостаточно.

Таким образом, на рубеже раннего и среднего плиоцена Сихотэ-Алинская складчатая система и сопредельные с ней складчатые сооружения были охвачены постконсолидационной активизацией, получившей в геологической литературе наименование неотектонической [128, 131]. Дифференцированный характер тектонических движений обусловил возобновление перемещений по ранее существовавшим разломам, образовании новых разломов и грабенов и вспышку толеит-базальтового вулканизма. В антропогенную эпоху прерывистое поднятие горных сооружений в сочетании с ухудшением климатических условий способствовало формированию горного оледенения в Дуссе-Алине, Ям-Алине, Сихотэ-Алине и на Восточном Сахалине, а погружение обширных участков межгорных впадин — морским трансгрессиям, отделившим от материка Сахалин и затопившим северную часть Нимелено-Чукчагиро-Эворонской межгорной впадины. О том, что напряженный тектонический режим сохраняется и в настоящее время, свидетельствуют имевшие место в самые последние годы случаи землетрясений (Николаевск-на-Амуре, август 1964 г., до 2 баллов; Советская Гавань, сентябрь 1968 г., до 4—6 баллов; Партизанск, 1962 г., до 4—6 баллов; о. Монерон, 1971 г., до 8—9 баллов), подтверждающие данную Н. И. Николаевым [128] оценку южной части Дальнего Востока, как района современного горообразования с интенсивным проявлением новейших движений. К такому же выводу приводит и анализ геотермических условий юга Дальнего Востока. Наличие системы термальных источников (Тумнинский, Анненские Воды, Кульдур и др.), расположенных по периферии Сихотэ-Алинской и Буреинско-Ям-Алинской горных систем, позволяет предположить, что величина геотермической ступени составляет здесь около 30 м/град [26], а плотность теплового потока может составить 7—7,5 мкВт·см⁻² [104].

Связь описываемых процессов с неотектонической активизацией, охватившей значительную часть поверхности планеты, не позволяет рассматривать их как составную часть орогенного этапа развития Сихотэ-Алинской складчатой системы.

Для полноты оценки современной тектонической позиции Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы представляется необходимым привлечь данные о мощности земной коры и ее «базальто-ультраметаморфического» и «гранитно-метаморфического» слоев, о рельефе разделов М и К и т. д. всей Дальневосточной складчатой области. Ввиду того, что в пределах Среднего и Северного Сихотэ-Алия и Нижнего Приамурья глубинное сейсмическое зондирование не производилось, эти параметры определяются методом количественного анализа гравитационных аномалий [102, 186], либо на основании выявленных коррелятивных связей между рельефом поверхности Земли и мощностью земной коры [61]. Для гравитационного поля Сихотэ-Алия и Приамурья (в редукции Буге) в целом характерен относительный минимум силы тяжести, ограниченный с востока и юго-востока четко выраженной зоной резкого градиента силы тяжести, пространственно совпадающей с Восточным Сихотэ-Алинским глубинным разломом. На западе, в пределах Баджалского и Буреинского хребтов, отмечается слабopоложительная аномалия; на северо-западе, в хребтах Ям-Алинь и Дуссе-Алинь — общее понижение значения силы тяжести. На этом фоне выделяются региональные и локальные минимумы и максимумы силы

тяжести, характеризующие, по мнению многих исследователей, различные элементы современного структурного плана [15, 102].

Региональные минимумы силы тяжести, как правило, соответствуют участкам, характеризующимся интенсивным проявлением гранитного магматизма и испытанным интенсивное поднятие в позднем плиоцене — антропогене (осевая зона Сихотэ-Алиня, хребты Бурейский, Эзоп, Ям-Алинь и т. д.). Для многих кайнозойских, и в меньшей степени мезозойских депрессий, выполненных мощными (до 2000 м) толщами слабо уплотненных кайнозойских образований, характерны региональные максимумы силы тяжести. Это явление может быть объяснено либо широким распространением в пределах депрессий мощных базальтовых толщ, либо тем, что погружившиеся на глубину до 2000 м складчатые докайнозойские образования испытали более глубокий метаморфизм по сравнению с аналогичными образованиями, вовлеченными в поднятия. Локальные минимумы силы тяжести соответствуют грабенам, выполненным рыхлыми неоген-четвертичными образованиями, и интрузиям лейкократовых гранитов; локальные максимумы обусловлены интрузивными телами ультраосновного и основного состава.

Данные, полученные в ходе анализа гравитационного поля, совпадают с данными по магнитному полю. Последнее характеризуется преобладанием слабо положительных значений полного вектора (ΔT_a), только в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса обособляется зона резко переменных аномалий высокой интенсивности. Слабые региональные аномалии отрицательного знака приурочены к осевой зоне Сихотэ-Алинского горного сооружения, к хребтам Баджалский, Ям-Алинь, Дуссе-Алинь; слаболожительные аномалии характеризуют зоны распространения базальтовых толщ и интрузий соответствующего состава. Преобладающая форма локальных аномалий неправильная, реже изометричная. Немногочисленные линейные аномалии вызваны средними и основными эффузивами мезозойского или кайнозойского возраста, реже — линейными системами («цепочками») интрузивных тел. Преобладающее значение положительных аномалий около 300 гамм, отрицательных (соответствующих участкам широкого распространения кайнозойских осадочных образований или лав и туфов кислого состава) — до 200 гамм. Наиболее интенсивные положительные аномалии (до 1300 гамм) отражают зоны изменений на контакте позднемеловых или раннепалеогеновых гранитоидов эффузивами среднего и основного состава. Наиболее интенсивные отрицательные аномалии (до 600 гамм) связаны с массивами аляскитовых гранитов.

Все вышесказанное свидетельствует о преимущественной связи гравитационных и магнитных аномалий с позднемеловыми и в особенности кайнозойскими структурами, в то время как глубинные разломы, установленные от предшествующего этапа развития устанавливаются лишь косвенным путем (по приуроченности к ним молодых магматических образований). В. С. Волхонин и Э. Н. Лишневецкий, сформулировавшие этот вывод еще в 1960 г. [47, 102], отмечают многочисленные случаи несовпадения элементов геофизических полей с геосинклинальными структурами.

Как видно на рис. 33, 34, 35, глубина залегания раздела М в пределах южной части Дальнего Востока колеблется от 30 до 39 км, достигая максимума в зонах интенсивных неотектонических поднятий и минимума в зоне побережья Японского моря. Мощность «базальтового» слоя от 10 до 25 км, причем максимумы мощности «базальтового» слоя в основном совпадают с максимумами мощностей коры. Преобладающая мощность «гранитного» слоя 13—17 км; в пределах Средне-Амурской депрессии и в северной части Японского моря предполагается уменьшение мощности «гранитного» слоя до 11 км. Осадочный слой мощностью 0—2 км распространен повсеместно. Особого рассмотрения заслуживают

имеющиеся данные о морфологии разделов М и К. Раздел М четко фиксируется изменением скоростей предельных волн от 6,7 в подошве «коры» до 7,9—8,5 км/с в кровле «мантии», проводится достаточно уверенно; надежно установлено наличие «корней гор» под осевой зоной Сихотэ-Алиня, а также под горной группой Баджал-Ям-Алинь. На разделе К граничные скорости изменяются в пределах от 6,3 до 6,7 км/с, что, по

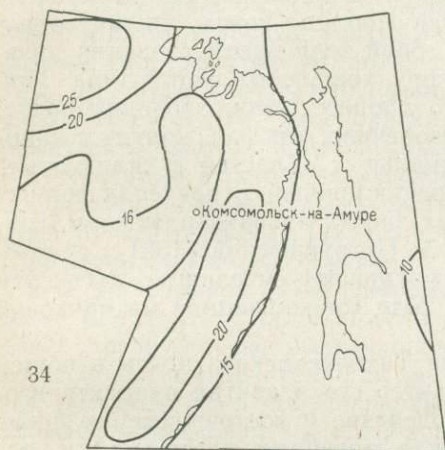
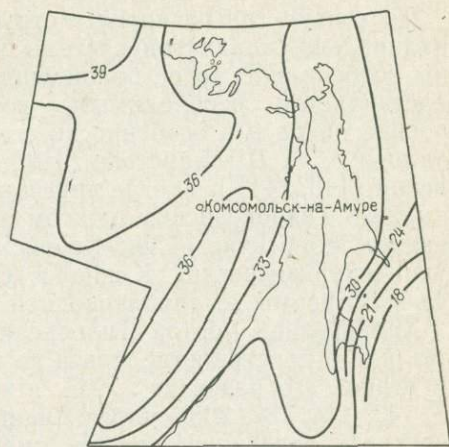
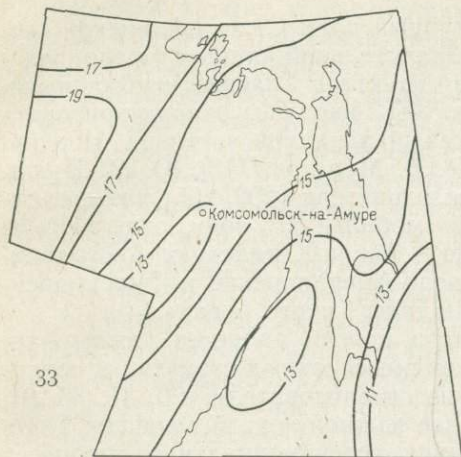


Рис. 33. Схема мощностей «гранитного» слоя земной коры (км) Дальнего Востока (по данным ИГиГ СО АН СССР)

Рис. 34. Схема мощностей «базальтового» слоя земной коры (км) Дальнего Востока (по данным ИГиГ СО АН СССР)

Рис. 35. Схема мощностей земной коры (км) Дальнего Востока (по данным ИГиГ СО АН СССР)

мнению И. А. Соловьевой [108], свидетельствует о неоднородности поверхности «базальтового» слоя. На части территории раздел не прослеживается вообще или прослеживается только по отраженным волнам. Можно предположить, что процесс преобразования физических свойств пород всех описанных выше структурно-формационных комплексов, получивший широкое распространение в ходе орогенного этапа развития Сихотэ-Алинской системы, продолжается и в настоящее время. В целом, земная кора в южной части Дальнего Востока определяется как кора субконтинентального типа, а соответствующая территория — как горная складчатая область, испытывающая постконсолидационную активизацию.

О ПОЛОЖЕНИИ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ В СТРУКТУРЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Поскольку тип развития и структурный план Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы в значительной степени предопределены особенностями ее положения в структуре Тихоокеанского пояса, представляется необходимым, хотя бы вкратце, охарактеризовать строение пояса и в особенности его северо-западной части. П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова [91], М. В. Муратов [118], Ю. М. Пущаровский [143, 144] и многие другие исследователи [202, 205] называли и называют Тихоокеанским поясом всю мобильную зону, отделяющую древние Сибирскую, Сино-Корейскую, Южно-Китайскую, Австралийскую, Антарктическую, Южно- и Северо-Американские и Гиперборейскую платформы от глубоководной впадины Тихого океана.

Характерной чертой Тихоокеанского пояса является выдержанность как в пространстве, так и во времени основных структур и основных этапов его развития [91]. Многие исследователи [20, 41, 85, 91, 118, 143, 144, 182, 208] считают наиболее важной чертой развития Тихоокеанского пояса постепенное смещение геосинклинального процесса в сторону океана и последовательное отмирание геосинклинальных систем, расположенных вблизи внешней границы пояса; иными словами, Тихоокеанский пояс представляет собой зону преобразования древнего ложа Тихого океана в земную кору континентального типа. При этом, естественно, имеется в виду, что процесс преобразования протекает весьма сложно и зачастую противоречиво, так что наряду с закономерным преобразованием геосинклинальных областей в складчатые, имеет место заложение вторичных геосинклиналей в пределах горных складчатых областей и даже в краевых частях древних платформ, граничащих с поясом. В. В. Белоусов, Б. А. Петрушевский [136] и некоторые другие геологи и геофизики рассматривают островные дуги как остаточные образования, возникшие в ходе «океанизации» материковой коры.

Наиболее полно особое положение Тихоокеанского пояса в общей структуре земной коры и особый характер его развития охарактеризованы Н. С. Шатским: «Все наши европейские и восточноамериканские складчатые области развиваются между древними платформами, все время наращивая эти платформы, все время заполняя геосинклинальные промежутки, остающиеся между уже сформировавшимися складчатыми полосами. При этом древние платформы ... сами становятся все более и более устойчивыми. Развитие ... Тихоокеанского пояса является совершенно противоположным. Он окружает глубоко погруженные области Тихого океана, отличающиеся, по-видимому, чрезвычайно мощным развитием вулканических процессов... В Тихоокеанском поясе ... наблюдаются процессы раздробления древних платформ, их ассимиляция поздней складчатостью» [205, с. 17]. Особенности, отмеченные Н. А. Шатским и подтвержденные другими исследователями, по-видимому, обусловлены тем, что в отличие от Урало-Монгольского, Аппалачского и многих других геосинклинальных складчатых поясов, Тихоокеанский пояс разделяет крупнейшие сегменты Земли: Северо-Атлантический (Лавразийский) и Южно-Атлантический (Гондванский), с одной стороны, и Тихоокеанский — с другой. Соответственно, Тихоокеанский пояс должен рассматриваться как явление более крупного порядка по сравнению с другими подвижными поясами, включая и Средиземноморский, разделяющий Лавразийский и Гондванский сег-

менты. С этой точки зрения становится вполне понятным замечание М. В. Муратова [118], что только два пояса — Тихоокеанский и Средиземноморский, — характеризуются двумя полными циклами геосинклинального развития (мезозойский и кайнозойский в первом случае, герцинский и альпийский во втором).

Особый интерес представляют взаимоотношения между Тихоокеанским и другими подвижными поясами. М. В. Муратов [118] полагает, что Средиземноморский пояс, а возможно, и другие геосинклинальные складчатые пояса представляют собой ответвления Тихоокеанского пояса, «внедренные в пространство между древними платформами». Н. П. Херасков [194] отмечает специфичность взаимоотношений между Тихоокеанским и Атлантическим сегментами, выражающуюся в том, что для каждого широтного пояса Атлантического сегмента можно хорошо проследить динамическое воздействие тихоокеанских структур, в то время как воздействие атлантических структур на тихоокеанские устанавливается лишь по реликтовым структурным особенностям, унаследованным от времени, когда тот или иной участок Тихоокеанского сегмента входил в состав Атлантического. В качестве примеров воздействия тихоокеанских структур на атлантические приводятся отчленение юго-восточной части Сибирской платформы (Охотского массива) Южно-Верхоянским прогибом, раздробление восточной части Колымского массива, крутой поворот байкалид Станового хребта на севере и т. д. Таким образом, Н. П. Херасков, так же, как и А. М. Смирнов [169] и Л. И. Красный [80], придает большое значение процессам частичной переработки атлантических структур тихоокеанскими. Хотелось бы подчеркнуть, что отмеченное Н. П. Херасковым «динамическое воздействие тихоокеанских структур» весьма различно воспринимается древними платформами и разделяющими их складчатыми сооружениями Урало-Монгольского пояса: в первом случае воздействие ощущается лишь в краевых частях платформ, во втором, как это показано М. С. Нагибиной [121], проникает далеко в глубь Атлантического (или Лавразийского) сегмента.

С. С. Смирнов [170] впервые отметил, что в составе Тихоокеанского пояса могут быть выделены две зоны: внутренняя, расположенная непосредственно вблизи океана, и внешняя, окаймляющая первую со стороны континентов; для внешней зоны, охватывающей в основном мезозойские и более древние складчатые сооружения, характерна олово-вольфрамовая минерализация, для внутренней, охватывающей кайнозойские геосинклинальные системы, — медная минерализация. Идеи С. С. Смирнова о зональном строении Тихоокеанского пояса и о постепенном омоложении входящих в его состав складчатых и геосинклинальных систем в направлении от древних платформ к океану не утратили своего значения до настоящего времени, однако общая картина строения и металлогении пояса является более сложной, чем она представлялась С. С. Смирнову. В последние годы с попытками обосновать более детальную схему зонального строения северо-западной части Тихоокеанского пояса выступили Л. И. Красный, П. Н. Кропоткин и Г. И. Воларович, Ю. М. Пушаровский и М. В. Муратов.

Л. И. Красный, П. Н. Кропоткин и Г. П. Воларович [85] различают в северо-западной части Тихоокеанского пояса три зоны: внешнюю, существенно мезозойской складчатости, охватывающую Верхояно-Колымскую, Чукотскую, Монголо-Охотскую и Сихотэ-Алинскую складчатые области; внутреннюю, существенно кайнозойской складчатости (Сахалин, Западная и Центральная Камчатка и Корякское нагорье); постплиоценово-современную подвижную («геосинклинальную») (Восточная Камчатка, Курильские острова и глубоководные впадины).

По мнению Ю. М. Пушаровского [142, 144], домезозойские складчатые зоны (байкальские, каледонские и герцинские) расположены

только в южной части Тихоокеанского пояса; в северной части докембрийские складчатые образования выступают во внутренних массивах, в ядрах синклиналий и т. п., но не образуют самостоятельных зон. Наоборот, мезозойские складчатые области распространены только в северной части Тихоокеанского пояса. Все кайнозойские геосинклинальные и складчатые системы входят в состав Тихоокеанского кайнозойского тектонического пояса. Последний состоит из тыловой зоны, охватывающей позднекайнозойские складчатые системы и краевые поднятия, и фронтальной зоны, состоящей из островных и подводных гряд, глубоководных желобов и глубоких котловин.

По мнению М. В. Муратова [118], западная (азиатская) часть Тихоокеанского пояса может быть разделена на пять зон, последовательно сменяющих одна другую: эпипалеозойская платформа Катазии, Верхоянская складчатая система, система Сихотэ-Алиня, Камчатская геосинклинальная система (включающая Корякский хребет, Камчатку, Сахалин, Японские острова) и система островных дуг западной части Тихоокеанского океана.

Сопоставление охарактеризованных выше схем расчленения между собой и с данными, полученными в последние годы В. Ф. Белым [9], Б. Х. Егизаровым [62], М. С. Марковым [108], автором и многими другими геологами, привело к следующим выводам.

1. Границу между Тихоокеанским поясом и Тихоокеанским талассократоном в северо-западной части Тихого океана следует проводить по южному краю Алеутского вала и по восточному краю вала Зенкевича, рассматривая поднятие Императорских гор как внутриокеаническую структуру (рис. 36).

2. В состав внутренней зоны пояса в его северо-западной части следует включать Алеутский, Курильский и Японский геосинклинальные желоба, Алеутскую и Курильскую островные дуги, Берингоморскую и Южно-Охотскую геосинклинальные котловины, Корякский хребет, Камчатку, Восточный Сахалин, Центральный и Восточный Хоккайдо, о. Сикоку и сходные с ним по геологическому строению части о-вов Хонсю и Кюсю. Все эти структуры заложены не ранее чем в позднем протерозое, на коре океанического типа, в чем и заключается их коренное отличие от структур внешней зоны.

3. Внутренняя зона пояса может быть разделена на две подзоны, различающиеся по времени замыкания геосинклинальных систем. **Восточная, или фронтальная, подзона** представляет собой совокупность кайнозойских геосинклинальных систем (Алеутской, Курильско-Восточно-Камчатской и др.), еще не испытавших замыкания. К **западной или тыловой подзоне** отнесены Центральная Камчатка, Восточный Сахалин, Центральный Хоккайдо (зоны Камуикотан и Сарома) и зона Симанто на юге Японского архипелага, испытавшие замыкание геосинклинального режима на рубеже мела и палеогена и, соответственно, представляющие собой позднемезозойские геосинклинально-складчатые системы. К этой же подзоне мы относим гипотетический Охотский массив, представляющий собой, по нашему мнению, структуру ранней консолидации, сходную с антиклинорием Среднего хребта Камчатки, а также Берингоморскую и Южно-Охотскую «геосинклинальные котловины». Эти глубоководные впадины, тесно связанные с Алеутской и Курильско-Восточно-Камчатской геосинклинальными системами, наложены на позднемезозойские складчатые сооружения. Таким образом, граница между фронтальной и тыловой подзонами проводится по северному ограничению Алеутской и западному ограничению Курильской островных дуг.

4. Границу между внутренней и внешней зонами Тихоокеанского пояса в пределах его северо-западной части следует проводить вдоль

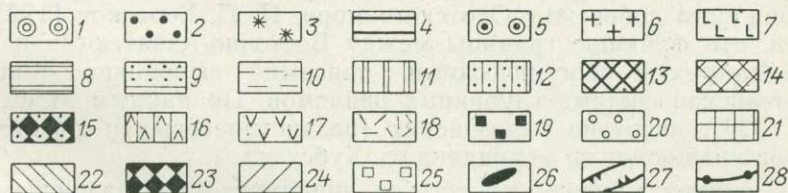
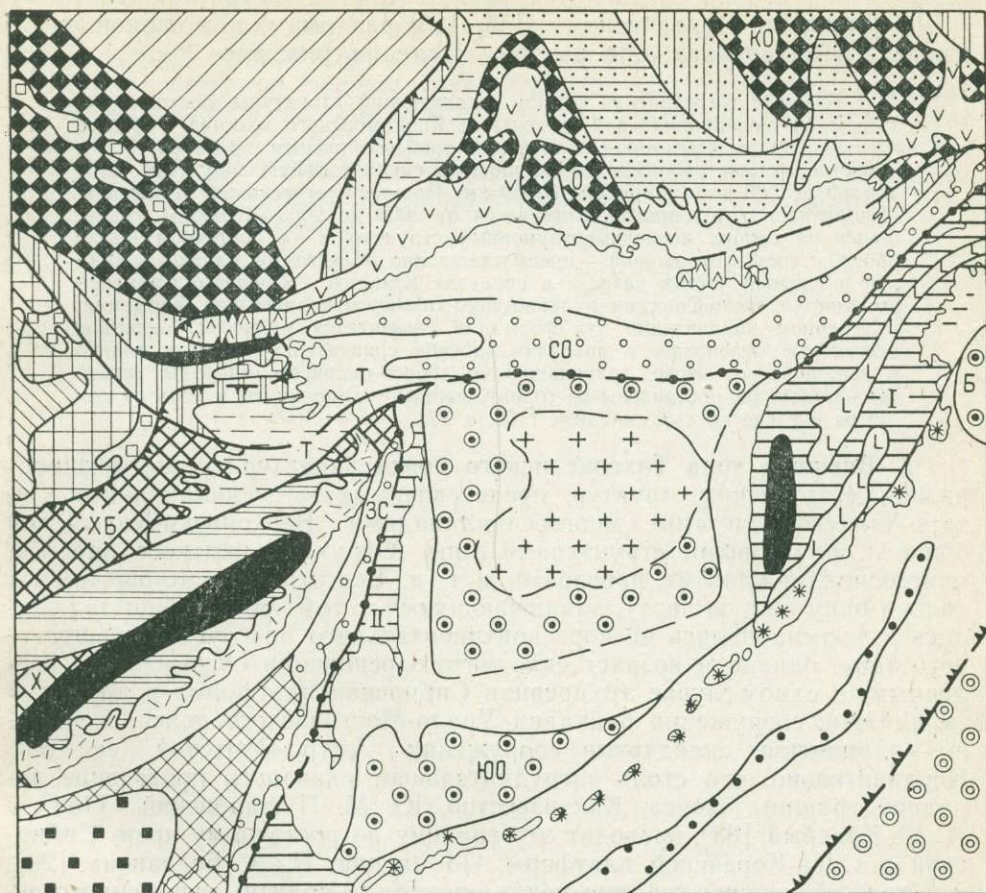


Рис. 36. Схема положения Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы в структуре северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса.

1 — Тихоокеанский талассократон. Тихоокеанский тектонический пояс (2—20). Внутренняя зона. 2—3 — современная геосинклинальная область (фронтальная подзона): 2 — Курильский глубоководный желоб, 3 — Курильская вулканическая дуга; 4—7 — область позднемезозойской складчатости (тыловая подзона): 4 — позднемезозойские геосинклинальные складчатые системы, заложившиеся в рифее — раннем палеозое на океанической коре и развивавшиеся по типу талассогеосинклиналей (I — Корьяско-Камчатская, II — Симанто-Восточный Сахалин), 5 — прогибы и глубоководные впадины сингеосинклинальной активизации (Б — Берингово-омолаонская, ЮО — Южно-Охотская), заложившиеся в олигоцене или неогене на мезозойском основании, 6 — гипотетический Центрально-Охотский массив, 7 — орогенные вулканические пояса, сформировавшиеся в палеогене — миоцене и продолжающие активное существование в настоящее время. Внешняя зона. 8 — позднемезозойские эвгеосинклинали Сихотэ-Алинской системы; 9 — раннемезозойские многогеосинклинали Яно-Колымской системы; 10 — мезозойские пригеосинклинальные прогибы; 11 — эвгеосинклинали варисцид; 12 — многогеосинклинали варисцид; 13—15 — срединные и краевые массивы; 13 — с байкальским основанием, 14 — то же, в пределах Японского моря, 15 — то же, с архейско-нижнепротерозойским основанием (О — Охотский, КО — Колымско-Омолонский); 16—18 — вулканические пояса: 16 — Удско-Тайгоносский краевой, заложившийся в юре и завершивший свое существование в раннем мелу, 17 — Охотско-Чукотский краевой, заложившийся в раннем мелу и завершивший свое существование в палеогене, 18 — Восточно-Сихотэ-Алинский орогенно-краевой, заложившийся в позднем мелу и завершивший свое существование в неогене; 19 — Япономорская глубоководная впадина; 20 — наложенные прогибы, выполненные верхнемеловыми, палеогеновыми и неогеновыми молассами (СО — Северо-Охотский, ЗС — Западно-Сахалинский). 21—22 — молодые платформы: 21 — складчатый фундамент, 22 — чехол; 23—24 — древние платформы; 23 — кристаллический фундамент, 24 — чехол; 25 — прогибы и впадины мезозойской сингеосинклинальной активизации; 26 — антиклинории; 27 — границы Тихоокеанского пояса; 28 — его внешней и внутренней зон

северо-западного побережья Камчатки, затем по Амуро-Гижигинскому [15] и Главному Сахалинскому [158, 165] разломам, а в южной части Японского архипелага — по разлому Медиана (см. рис. 36).

Главный Сахалинский разлом, отделяющий структуры Восточно-Сахалинской геосинклинальной системы от Япономорского массива, выражен на поверхности Срединно-Сахалинским грабенообразным прогибом [142], представляющим собой типичную шовную синклинальную зону [111, 165] длиной до 900 км и шириной 10—40 км. Мощность неогеновых отложений, выполняющих этот прогиб, изменяется от 2000 до 9000—10 000 м, сокращаясь на сводах конседиментационных структур и на восточном крыле прогиба; состав отложений — преимущественно молассовый, однако в нижней и средней частях разреза в пределах Южного и Среднего Сахалина выделяется специфическая вулканогенно-кремнисто-терригенная формация; в северном направлении эта формация замещается молассой. Залегают неогеновые отложения в пределах прогиба сравнительно полого; только в западной его части, граничащей со сбросо-надвигом, «породы сильно дислоцированы, доставлены на голову, местами запрокинуты к востоку или смяты в узкие крутые складки» [108, с. 77].

5. Внешняя зона Тихоокеанского пояса характеризуется разнообразием мезозойских структур, представленных эвгеосинклиналями Сихотэ-Алинской системы, миогеосинклиналями Верхоянско-Колымской области, фланговыми структурами типа Южно-Верхоянского прогиба, пригеосинклинальными прогибами и т. д. Все эти структуры имеют только одну общую черту, заключающуюся в том, что все они заложены и формировались на коре континентального или субконтинентального типа, однако и возраст складчатого основания оказывается различным: в одном случае это древняя Сибирская платформа, в другом — складчатые сооружения байкалид Урало-Монгольского пояса, в третьем — герцинские складчатые сооружения Амуро-Охотской системы. Неудивительно, что столь затруднительным оказалось проведение западной границы пояса. Как известно, Ю. М. Пушаровский [144] и Л. И. Красный [83] проводят эту границу по восточному краю Сибирской и Сино-Корейской платформ. По мнению Н. А. Богданова [29], в палеозое внешняя граница пояса проходила вблизи современного северо-западного побережья Охотского моря. Н. П. Херасков [192] предполагал, что функцию границы между Восточно-Азиатским и Центрально-Азиатским орогеническими поясами* выполняет Вилюйско-Индокитайская система глубинных разломов. По данным М. С. Нагибиной [125], интрузии мезозойских (позднетриасовых и юрских) гранитондов проникают до меридиана оз. Хубсугул.

По нашему мнению, существует принципиальное различие между внешней зоной Тихоокеанского пояса и обширной зоной мезозойской активизации, обрамляющей пояс с запада. Первая, сравнительно узкая, охватывает геосинклинали, пригеосинклинальные прогибы и фланговые структуры как мезозойской, так и палеозойской генерации. Вторая, более широкая, характеризуется широким распространением внегеосинклинальных структур и мезозойских интрузий. Граница между поясом и зоной мезозойской активизации в пределах южной части Дальнего Востока совпадает с западной границей Ульбанского пригеосинклинального прогиба и Хингано-Тастахской системой глубинных разломов (см. рис. 36).

Исходя из изложенных представлений, мы приходим к заключению, что Сихотэ-Алинская складчатая система, являющаяся составной частью внешней зоны, в то же время расположена в непосредственной близости к внутренней зоне (ширина разделяющей их северной оконечности Япономорского массива на участке от устья р. Виахту до

* Термины Н. П. Хераскова.

устья р. Лангры не превышает 100 км). При этом система глубинных разломов, оконтуривающих Сихотэ-Алинскую геосинклинально-складчатую систему — от Куро-Бичинского до Монеронского — подчинена системе глубинных разломов более высокого ранга, образующих границу между внешней и внутренней зонами. *Обращает на себя внимание очевидная пространственная связь структур Сихотэ-Алинской системы с резким изгибом границы между внешней и внутренней зонами, изменяющей свое простираение с восточно-северо-восточного на меридиональное. Как известно, в подобных изгибах возникают раскалывающие и растягивающие усилия, которые могут быть очень сильными и захватывать огромные области.*

О КЛАССИФИКАЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

А. Д. Архангельский и И. С. Шатский уже в 1933 г. отметили, что для мезозойских складчатых структур типичны два периода складкообразования: «палеозойский (варисский и каледонский?) и верхне-кimmerийский или даже послемеловой (ларамийский)». Позже были указаны характерные черты мезозойских складчатых сооружений Верхоянско-Колымской области: наиболее энергичное горообразование в конце юрского и во второй половине мелового времени; наличие отчетливо выраженной каледонской складчатости и слабое проявление герцинской; согласное залегание верхнепалеозойских пород с мезозойскими [87].

В дальнейшем Ю. М. Пушаровский [140, 144, 145], Н. П. Херасков [192, 193], М. В. Муратов [117], П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова [91], С. М. Тильман [181] и другие исследователи показали неоднородность мезозойского по целому ряду признаков.

По мнению Ю. М. Пушаровского [140], мезозойскими складчатыми образованиями следует называть такие участки земной коры, геосинклинальное развитие которых закончилось в конце юрского и в меловой период. «... С эпохой верхней юры и нижнего мела связано образование крупных наложенных межгорных впадин, выполненных в значительной мере континентальными угленосными молассаами и вулканогенными формациями. С этой же эпохой сопряжено и наиболее мощное внедрение в верхоянский комплекс гранитоидных интрузий» [140, с. 61]. Н. П. Херасков [192, 193] считал, что к мезозойским следует относить геосинклинальные системы, в которых верхний возрастной предел геосинклинальных формаций приходится на допалеогеновое время и вместе с тем располагается выше, чем в герцинидах. М. В. Муратов высказал мнение, что складчатая система Сихотэ-Алиня не должна включаться в состав мезозойского. «Геосинклинальный этап начался в верхнем палеозое и продолжался до конца позднего мела, когда в Сихотэ-Алинском прогибе образовались мощные флишеподобные толщи и песчаниковые формации. Заключительный этап развития с наложением структурных форм молассового комплекса на геосинклинальный комплекс начался с формирования ольгинских кварцевых порфиров, которые теперь относят к верхнему сенону. Таким образом, геосинклинальный этап продолжался до конца позднего мела, чем эта система резко отличается от Верхоянской и других мезозойских. Отличается она и от альпийской системы более ранним началом заключительного этапа (в сеноне). Этот этап продолжался до конца неогена, а может быть, и до четвертичного периода. Таким образом, по длительности главного и заключительного этапов система алинид вполне заслуживает самостоятельного выделения» [117, с. 18].

Неоднородность мезозойских складчатых областей и систем по типу развития впервые отмечена Ю. М. Пушаровским [144, с. 25]. «В качестве двух крайних типов выделяются невадидский и колымский. Первый из них характеризуется исключительно мощным развитием подводных вулканогенных толщ, преимущественно основного состава... а также обломочных и кремнистых толщ. Они накапливаются в течение чрезвычайно длительного времени в геосинклинальном поясе... переходящем без особых изменений через ряд тектонических циклов. Так, например, в хребте Сьерра-Невады ... соответствующий комплекс формировался от кембрия и почти до конца юры, а мощность его здесь свыше 15 км». «Для колымского типа развития мезозойского, наоборот, характерно образование не вулканогенных, а мощнейших терригенных

толщ... в отличие от невадийского комплекса, верхоянский геосинклинальный комплекс является новообразованием» (там же, с. 26). Что касается Сихотэ-Алинской складчатой области*, то она, по мнению Ю. М. Пушаровского, занимает промежуточное положение между крайними типами. Она характеризуется наличием мощных вулканогенно-осадочных, осадочных и вулканических формаций и приближается к типу геосинклиналей «сквозного развития».

По наблюдениям Н. П. Хераскова, многогеосинклинальный песчано-глинистый комплекс мезозойского сложения преимущественно аллохтонными формациями, обломочный материал для которых поступал из-за пределов геосинклинальных областей. Многогеосинклинальный комплекс может включать вулканогенные (не зеленокаменного характера) и карбонатные толщи. Эвгеосинклинальная зона лучше выражена в Америке, а в Азии выступает в Сихоте-Алине. Руководящими формациями эвгеосинклинальной зоны являются зеленокаменные, характеризующиеся чередованием толщ измененных основных и средних эффузивов, ассоциирующиеся с кремнистыми породами, с марганцевым оруденением и рифогенными известняками, и терригенных толщ. Сочетание вулканогенных толщ с терригенными является качественной особенностью мезозойских геосинклинальных систем [192].

Неоднократно отмечалась неоднородность мезозойских складчатых областей и систем по времени замыкания. «Среди мезозойского иногда различают индосиниды, верхояниды (невадиды) и ларамиды в зависимости от того, произошло ли замыкание прогибов в позднем триасе, у границы юры и раннего мела или в конце позднего мела» [192, с. 48]. Были установлены также различия между мезозойскими геосинклинально-складчатыми системами по времени и условиям заложения. По мнению Ю. М. Пушаровского [145], структурное развитие мезозойской Евразии началось в позднем палеозое (в несколько разное время, в разных областях). Мезозойские Евразии формируются на различном основании: на геосинклинальном складчатом, на промежуточном между геосинклинальным и платформенным и на собственно платформенном. «Две последние разновидности типов основания отличаются мезозойские от складчатых областей другого возраста» [145, с. 177]. По мнению Н. П. Хераскова, нормальным началом развития мезозойских геосинклинальных систем следует считать верхний палеозой, который во внутренних частях мезозойского структурно и формационно обычно связан с мезозоем. В краевых же частях области распространения мезозойских геосинклинальных образований последние накладываются на разнородные структуры и перерабатывают их по новому плану. Среди древних структур, переработанных мезозойскими, упомянуты краевые части Сибирской и Северо-Американской платформ, байкальские и т. д. При наложении на древние структуры геосинклинальная серия мезозойского может начинаться пермскими, триасовыми и даже юрскими слоями.

Наконец, различна и складчатая структура мезозойского. Ю. М. Пушаровский [145] указывает, что для таких складчатых систем, как Сихотэ-Алинская, Южно-Американская и др., расположенных вблизи границы внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса, характерны узкие линейные сложно-складчатые элементы. Другие же складчатые системы мезозойского (Верхоянско-Колымская, Северо-Аляскинская и т. п.), имеющие платформенное или промежуточного типа основание, характеризуются очень крупными структурными элементами с существенно менее напряженной складчатостью. Характерной особенностью строения складчатых областей мезозойского является присутствие срединных и остаточных массивов, разграничивающих «складчатые зоны раз-

* Термин Ю. М. Пушаровского.

ного простирания, строения и, в известной степени, развития» (там же, с. 192).

Результаты исследований, проведенных в конце шестидесятых и начале семидесятых годов, показали возможность внесения уточнений в сложившиеся ранее представления о распространении мезозойских геосинклинально-складчатых систем, времени их заложения и замыкания. Суть этих уточнений сводится, во-первых, к тому, что мезозойды распространены не только в северной, но и в южной частях Тихоокеанского пояса; в частности, можно считать установленной принадлежность к мезозойдам геосинклинали Новой Зеландии [30, 33]. Во-вторых, установлено, что заложение значительной части мезозойских геосинклинальных систем произошло не в позднем, а в среднем (Сихотэ-Алинь) и раннем палеозое и даже в рифее (системы Невадийская, Ново-Зеландская, Симанто-Восточный Сахалин). В-третьих, установлено, что выделявшиеся ранее системы мезозойд, замыкание которых произошло в раннем и среднем триасе (Индонезийско-Южнотибетская и Аннамитско-Северотибетская зоны Ю. М. Пушаровского, мезозойские структуры Монголо-Охотской области, верхнепалеозойско-триасовый прогиб Южного Таймыра) либо имеют более древний возраст, либо не являются геосинклинальными (в узком смысле) образованиями.

В последние годы схемы классификации мезозойд, учитывающие новый фактический материал и разнообразные признаки, были предложены Н. А. Богдановым и Ю. М. Пушаровским [31] и С. М. Тильманом [181]. Н. А. Богданов и Ю. М. Пушаровский считают, что среди мезозойских геосинклиналей в зависимости от их взаимоотношений с нижележащими структурными образованиями можно выделить четыре группы. В первую группу входят мио- и эвгеосинклинали запада Северной Америки, Сьерры-Мадре Мексики, Сихотэ-Алиня, Северного Вьетнама, частично Японии, продолжающие без существенных перестроек процесс геосинклинального развития, начавшийся в среднем палеозое или раньше. Вторую группу образуют геосинклинали, развившиеся поверх зон завершённой палеозойской складчатости в результате регенерации геосинклинального процесса с перестройкой структурного плана (геосинклинали Андийской системы). К третьей группе относятся верхоянские геосинклинали, образующие единый структурный комплекс с верхнепалеозойскими геосинклиналями, развившимися на платформенном основании, либо поверх структур типа подвижной платформы. Четвертую группу составляют талассогеосинклинали (восток Корякского нагорья, Восточный Сахалин, Новая Зеландия, Западная Калифорния), возникшие в позднем палеозое или раннем мезозое на коре океанического типа. Время окончания развития мезозойских геосинклиналей различное: преимущественно это поздний триас, поздняя юра — ранний мел, ранний мел, конец мела — начало палеогена.

Исходя из различий в особенностях развития, Н. А. Богданов и Ю. М. Пушаровский предлагают следующую классификацию мезозойских геосинклиналей (без талассогеосинклиналей):

миогеосинклинали — лишённые магматизма или с подавленным его проявлением; могут встречаться аллохтонные вулканические продукты: а) без гранитоидного магматизма, б) с гранитоидным магматизмом;

мезогеосинклинали — с вулканизмом подводным и наземным: а) с относительно слабо развитым вулканизмом, б) с повышенной ролью вулканизма преимущественно подводного и преимущественно наземного;

эвгеосинклинали — с сильным проявлением подводного вулканизма.

С. М. Тильман [181] в основу классификации мезозойд северной части Тихоокеанского пояса положил следующие признаки: характер

осадочных и вулканических формаций комплексов основания и геосинклинальных комплексов; характер развития (сквозные и полициклические системы); общий тектонический план, стиль складчатости и структурное положение; характер проявления орогенного магматизма и металлогении. В соответствии с этими принципами выделяются пять типов мезозойских геосинклинально-складчатых образований: Кламатский, Сихотэ-Алинский, Чукотский, Колымский, Арктический.

Единственным представителем Кламатского типа является одноименная зона, расположенная в западной части северо-американских Кордильер (в пределах Калифорнии и Орегона), характеризующаяся сквозным (с раннего палеозоя до поздней юры) геосинклинальным развитием и очень сложной складчатой структурой. К Сихотэ-Алинскому типу, помимо одноименной системы, отнесены мезозойские структуры южной и юго-восточной Аляски, Островного и Центрального поясов Британской Колумбии в Канаде, Западного Орегона и западных районов Невады, характеризующиеся 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; складчатая структура очень сложная. К Чукотскому типу отнесены Олойская, Гижигинская и Амуро-Охотская зоны в Азии, Центральная Аляска, Восточный пояс Британской Колумбии и зона Роберта в Неваде, характеризующиеся сложной полициклической историей развития, присутствием в составе геосинклинального комплекса как эвгеосинклинальных, так и миогеосинклинальных образований с некоторым преобладанием последних, складчато-глыбовым строением, сложным и разнообразным структурным планом. Колымский тип мезозой, характеризующийся сквозным миогеосинклинальным развитием с рифея и до конца юры, а местами до мела, составляют Яно-Колымская система и Анюйско-Чукотская и Березовская зоны в Азии и пояс Милларда в Канаде. Тектонические структуры упомянутых систем обнаруживают явное приспособление к ограничениям платформ и виргацию околосрединных массивов. Арктический тип составляют зоны флангового затухания и фронтальные зоны, связанные постепенными переходами со структурами Колымского типа. По мнению С. М. Тильмана, зоны Кламатского и Сихотэ-Алинского типов принадлежат к притихоокеанским геосинклинально-складчатым образованиям, в течение длительного времени находившимся в стадии островных дуг. Зоны Чукотского типа развивались на границах Тихоокеанского шельфа с континентальным склоном. Зоны Колымского типа представляют собой геосинклинально-складчатые образования шельфового ряда, а Арктическая зона отнесена к классу эпикратонных геосинклиналей.

По мнению автора, к группе мезозойских геосинклинально-складчатых систем (областей) следует относить все системы (области), завершившие собственно геосинклинальное развитие в юрское или в меловое время или на рубеже мезозоя и кайнозоя, независимо от времени и условий их заложения, а также от продолжительности эпигеосинклинального орогенного этапа. При этом время завершения собственно геосинклинального этапа (включая и предорогенную стадию) должно определяться в соответствии с принципами, изложенными выше. Принадлежность Сихотэ-Алинской системы к мезозойским системам не вызывает, таким образом, сомнений. Распространение мезозойских геосинклинальных складчатых систем ограничено Тихоокеанским поясом, в пределах которого они занимают особое положение. «... Для периферии Тихого океана мезозойды имеют значение, сходное с герцинидами в других частях Земли» [193, с. 83]. При этом выявляется резкое различие между мезозойскими геосинклинально-складчатыми системами,

расположенными в различных зонах пояса. Системы, принадлежащие внутренней зоне, образуют сравнительно однородную группу, характеризующуюся поздним замыканием (конец позднемеловой эпохи), ранним (рифей или ранний палеозой) заложением на океанической коре, и, соответственно, очень длительным развитием по талассгеосинклинальному типу. Мезозойские системы, расположенные во внешней зоне, наоборот, различны по времени заложения и замыкания, по условиям заложения и по типу развития.

По времени замыкания выделяются раннемезозойские складчатые сооружения, испытавшие главную складчатость в конце средней юры, в поздней юре или на рубеже юрского и мелового периодов (в том числе эвгеосинклинали Невадийской системы и миогеосинклинали Яно-Колымской системы), и позднемезозойские, в которых главная складчатость произошла в течение позднемеловой эпохи или на рубеже мелового и палеогенового периодов (эвгеосинклинали Сихотэ-Алиня и Сиерра-Мадре, миогеосинклинали пояса Милларда). Различия по времени и условиям заложения выражаются в том, что все миогеосинклинальные системы и Невадийская эвгеосинклинальная система заложилась в рифее или раннем палеозое на архейско-нижнепротерозойском основании, а Сихотэ-Алинская эвгеосинклинальная система — в среднем палеозое на байкальском основании. По типу развития выделяются многочисленные мио- и эвгеосинклинальные системы. Эвгеосинклинальные системы имеют, как правило, сложную линейно-скадчатую структуру, в отличие от миогеосинклинальных систем, обладающих менее сложным структурным планом. Все миогеосинклинальные системы, независимо от времени замыкания, и все раннемезозойские системы (независимо от типа развития), по-видимому, заложены в сходных геологических условиях (на консолидированном архейско-нижнепротерозойском основании) и приблизительно в одно и то же время. В этом плане Сихотэ-Алинская система, позднемезозойская по времени замыкания, заложившаяся в среднем палеозое на байкальском основании и развивавшаяся по эвгеосинклинальному типу, не имеет аналогов в пределах Евразии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сихотэ-Алинская геосинклинальная складчатая система определяется, как главная составная часть Дальневосточной складчатой области. В состав последней входят также Хингано-Буреинский, Ханкайский, Тахтинский и Япономорский краевые массивы, представляющие собой реликты существовавшего в раннем палеозое Амурского квазикратона, переработанные палеозойскими и мезозойскими движениями; все массивы, за исключением Тахтинского, непосредственно граничат со складчатыми сооружениями восточной части Урало-Монгольского пояса. В составе фундамента массивов обособляются ниже-среднепротерозойский, синийско-нижнекембрийский и нижнепалеозойский, в составе чехла — палеозойский ($S-T_2$), мезозойский ($T_3-K_1^2$) и верхне-мезозойско-кайнозойский ($K_2^{2+3}-N_2^1$) структурно-формационные комплексы, различающиеся по составу формаций и по морфологии тектонических структур.

Сихотэ-Алинская складчатая система отделена от охарактеризованных выше массивов системой глубинных разломов, в совокупности образующей характерную структуру «ласточкиного хвоста». Функцию границы Сихотэ-Алинской системы с Хингано-Буреинским массивом выполняют Курский и Бичи-Амурский разломы, с Тахтинским массивом — Ярки-Акшинский разлом, с Япономорским массивом — Монеронский и Восточный Сихотэ-Алинский разломы, с Ханкайским массивом — Алчанский и Даубихинский разломы. Герцинская Амуро-Охотская геосинклинальная складчатая система в состав Дальневосточной области не входит и непосредственно с Сихотэ-Алинской системой не граничит.

Являясь вторичной геосинклинальной складчатой системой, заложившейся на коре субконтинентального типа, Сихотэ-Алинская система имеет древнее основание, доступное наблюдению в массивах и в отдельных блоках. В его составе выделяются комплексы: а) нижнепротерозойских гнейсов и амфиболитов, б) терригенно-карбонатных образований синия — нижнего кембрия, в) конгломератов, брекчий и песчанников, сформировавшихся в среднем и позднем кембрии и в ордовике.

Геосинклинали Сихотэ-Алинской системы заложились в силуре — раннем девоне, в результате проявления интенсивных растягивающих и раскалывающих усилий, возникших в пределах воздымающегося квазикратона. В составе главного геосинклинального комплекса преобладают вулканогенно-кремнисто-терригенные и сероцветные терригенные образования; в его верхней части распространены также терригенный флиш и песчаниковая формация. Комплекс сложен отложениями силурийского (?) — туронского возраста, образующими непрерывный разрез в осевых зонах геосинклиналей. Интрузивные образования представлены немногочисленными телами палеозойских и раннемеловых габбро, гранодиоритов и плагиогранитов, а также раннемеловыми гранитоидами. По своему объему и составу сихотэ-алинский геосинклинальный комплекс не имеет аналогов в пределах Евразии. Возможности для разделения его на самостоятельные герцинский и киммерийский комплексы в пределах Среднего и Северного Сихотэ-Алиня отсутствуют.

Основными структурными элементами геосинклинального комплекса Сихотэ-Алинской системы являются Амуро-Уссурийский и Сихотэ-Алинский синклинали и Сихотэ-Алинский антиклинорий, ограниченные глубинными разломами северо-восточного простирания. Для синклиналиев характерно продольно-зональное строение, выражающееся в наличии внутригеосинклинальных поднятий на флангах и внутригео-

синклинального прогиба вдоль оси; у антиклинория хорошо развито восточное крыло и отсутствует западное. Поперечными глубинными разломами все перечисленные структурные элементы разделены на северную, среднюю и южную части, различающиеся по составу и мощности формаций и по морфологии структур. В целом Сихотэ-Алинская система имеет складчато-глыбовое строение. Характерны выдержанное северо-восточное простирание складок, vergence их осевых плоскостей в направлении осевых зон синклинорий, погружение зеркала складчатости на северо-восток.

Сихотэ-Алинская геосинклинальная система существовала на протяжении 320—340 млн. лет. Этап геосинклинального развития охватил три стадии: раннюю, или стадию слабо дифференцированных геосинклиналей; главную, или стадию дифференцированных геосинклиналей; позднюю, или предорогеновую. Для первой стадии характерно широкое распространение кремнисто-сланцевой формации, для второй — преобладание формаций из групп вулканогенно-кремнисто-терригенных и сероцветных терригенных, для третьей — присутствие терригенного флиша и песчаниковой формации. На протяжении всего этапа имело место опережающее развитие южной части Сихотэ-Алинского антиклинория по сравнению с его северной периклиналию, южных центральных синклинорий по сравнению с северными. Развитие и усложнение структурного плана Сихотэ-Алинской системы, заложение разломов, формирование антиклинория и внутригеосинклинальных поднятий происходило под постоянным воздействием со стороны постепенно погружающихся Хингано-Буреинского, Япономорского и в меньшей степени Ханкайского массивов.

В периоды, когда геосинклинали Сихотэ-Алинской системы испытывали интенсивное прогибание (ранний и средний девон; карбон и ранняя пермь; поздний триас, ранняя и средняя юра; поздняя юра и валанжин, апт, альб и сеноман и турон), сопредельные массивы, а в мезозое и структуры Амуро-Охотской системы испытывали сингеосинклинальную активизацию, выражавшуюся в формировании пригеосинклинальных прогибов и внегеосинклинальных структур; в эпохи интенсивного проявления восходящих движений (поздний девон, турнейский и визейский века; поздняя пермь, ранний и средний триас; конец средней и начало поздней юры; конец валанжина и тотерив) в пределах сопредельных складчатых сооружений проявлялась синорогенная активизация.

Орогенный комплекс Сихотэ-Алинской складчатой системы представлен двумя структурными подэтажами, соответствующими двум стадиям развития. Нижний подэтаж (K_2 sn—d), сформировавшийся в ходе раннеорогенной стадии, образован вулканогенными образованиями андезит-дацит-липаритовой надформации и многочисленными интрузивными телами габбро-диорит-гранодиоритового и диорит-гранодиорит-гранитового состава. Основными структурными элементами раннеорогенной стадии (или стадии гранитообразования) являлись Приморско-Буреинское сводовое поднятие. Восточно-Сихотэ-Алинский и Западно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса. Верхний подэтаж (P—N₂¹), сформировавшийся в ходе позднеорогенной стадии, сложен континентальными молассами, вулканитами липарито-базальтового состава и немногочисленными интрузивными телами субвулканического характера. Основными структурными элементами позднеорогенной (тафрогенной) стадии являлись Сихотэ-Алинское, Амгунское и Надань-Хада-Алинское горные поднятия, Средне-Амурская, Уссури-Ханкайская, Нимелено-Чукчагиро-Эворонская и Удыльская межгорные впадины, Восточно-Сихотэ-Алинский и Западно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса. Для обоих подэтажей характерны вулканотектони-

ческие, интрузивно- и экструзивно-купольные структуры; в верхнем подэтаже распространены также грабены (тафросинклинали), брахи-синклинали, горсты и горст-антиклинали.

Между Восточно- и Западно-Сихотэ-Алинскими вулканическими поясами существуют принципиальные различия: Первый, являясь по условиям формирования орогенным поясом, в то же время представляет собой краевую структуру, расположенную вдоль границы Сихотэ-Алинской системы с Япономорским массивом и в непосредственной близости от границы между внешней и внутренней зонами Тихоокеанского пояса. Второй,— типичный орогенный вулканический пояс, состоящий из отдельных вулканических поясов, не выходит из пределов системы. Заложение Восточно-Сихотэ-Алинского пояса произошло в раннем сеноне, Западно-Сихотэ-Алинского — не ранее маастрихта.

Этап орогенного развития Сихотэ-Алинской системы состоит из двух стадий. В ходе раннеорогенной стадии (вторая половина позднего мела) структуры Сихотэ-Алинской системы и большая часть сопредельных складчатых сооружений испытали интенсивное гранитообразование, сопровождавшееся не менее интенсивными проявлениями вулканизма. В восточной части системы, в непосредственной близости от завершающей свое геосинклинальное развитие талассогеосинклинали Симанто-Восточный Сахалин, в это время формировался Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Все остальные структуры Сихотэ-Алинской системы вместе с Хингано-Буреинским массивом и восточной частью Амуро-Охотской системы были вовлечены в поднятие, сформировавшее Приморско-Буреинский свод.

В ходе позднеорогенной (тафрогенной) стадии, охватившей палеогеновый период и миоценовую эпоху, произошло распадение Приморско-Буреинского свода с образованием горных поднятий и межгорных впадин, сопровождавшееся образованием многочисленных грабенов, в которых накапливались континентальные молассы, и интенсивным липарит-базальтовым вулканизмом. В конце миоцена и в начале плиоцена установился режим тектонического покоя и на обширных пространствах сформировались аккумулятивные равнины и поверхности денудационного выравнивания.

Начиная со среднего плиоцена, Дальневосточная область переживает стадию неотектонической активизации, в ходе которой сформировались толщи молассоидов и покровы толентовых базальтов, в совокупности образующие структурно-формационный комплекс неотектонической активизации. Выявленные геофизическими методами особенности строения земной коры отражают структурный план, сложившийся в позднем мезозое и кайнозое. В настоящее время южная часть Дальнего Востока представляет собой горную складчатую область, находящуюся в состоянии активизации.

Сопоставление Сихотэ-Алинской системы с другими мезозойскими геосинклинально-складчатыми системами свидетельствует, что она является единственной среди позднемезозойских эвгеосинклинальных систем внешней зоны западной части Тихоокеанского пояса, заложившейся в среднем палеозое на протерозойско-байкальском основании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельский А. Д.* О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1939, № 1, с. 25—40.
2. *Архангельский А. Д., Шатский Н. С.* Схема тектоники СССР. «Бюл. МОИП», 1933, № 4, с. 323—348.
3. *Афанасьев Г. Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1960, № 7, с. 3—31.
4. *Ахметьев М. А.* Стратиграфия и флора неогеновых вулканогенных образований северо-восточного Сихотэ-Алиня. — Автореф. канд. дисс. М., МГРИ, 1965. 26 с.
5. *Ахметьев М. А.* К стратиграфии нижнего мела северо-западной окраины Амуро-Уссурийского прогиба. — «Докл. АН СССР. Серия геол.», 1967, т. 175, № 6, с. 1341—1343.
6. *Ахметьев М. А., Ботылева Л. П.* Выделение позднепалеогеновых — раннеогеновых интрузий в восточном Сихотэ-Алине. — В кн.: Сб. статей по геол. и гидрогеол. Вып. 5. М., 1965, с. 88—100.
7. *Белогуб В. П., Шапочка И. И., Романовский И. П.* Место мезо-кайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении по геофизическим данным. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 279—283. [Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока].
8. *Белоусов В. В., Рудич Б. М.* О месте островных дуг в истории развития Земли. — «Советская геология», 1960, № 10, с. 3—23.
9. *Белый В. Ф.* О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды Северо-Востока Азии). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963, вып. 16, с. 106—126.
10. *Беляевский Н. А., Громов Ю. Я.* Центральный Сихотэ-Алиньский структурный шов. — «Докл. АН СССР», 1954, т. 103, № 1, с. 109—111.
11. *Беляевский Н. А.* Геологическое положение офиолитовой серии Сихотэ-Алиня. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», Л., 1955, № 2, с. 46—48.
12. *Беляевский Н. А.* Черкз геологии Приморья. — «Материалы ВСЕГЕИ, Нов. серия», 1956, вып. 1, с. 5—12.
13. *Беляевский Н. А., Громов Ю. Я.* Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья. — «Советская геология», 1962, № 7, с. 41—63.
14. *Беляевский Н. А., Громов Ю. Я., Баскакова Л. А.* История тектонического развития Сихотэ-Алиня. — В кн.: Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Вып. 1. Владивосток, 1960, с. 28—30.
15. *Беляевский Н. А., Борисов А. А.* Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — «Советская геология», 1964, № 9, с. 29—46.
16. *Беляевский Н. А., Родников А. Г.* Строение земной коры островных дуг и дальневосточных морей. Статья 2. Дальневосточные моря и вулканогенные пояса. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1971, вып. 2, с. 17—34.
17. *Берснев И. И.* О тектоническом районировании Приморья. — «Сообщ. ДВ филиала СО АН СССР. Геология», 1959, вып. 10, с. 25—34.
18. *Берснев И. И.* Основные черты тектоники Приморского края. — В кн.: Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Выпуск 1. Владивосток, 1960, с. 30—34.
19. *Берснев И. И.* О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 4, с. 846—849.
20. *Берснев И. И.* Об истории геологического развития северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Т. I, Владивосток, 1968, с. 5—8.
21. *Берснев И. И.* История геологического развития Приморского края и Японского моря в мезозое и кайнозое. — Автореф. докт. дисс. М., МГРИ, 1970. 40 с.
22. *Бобылев В. В.* Средний и верхний палеозой Среднего Приамурья. — Автореф. канд. дисс. М., МГРИ, 1964. 24 с.

23. *Бобылев В. В.* Нижний и средний триас восточных отрогов Малого Хингана. — В кн.: Сб. статей по геол. и гидрогеол. Вып. 7. М., 1969, с. 42—54.
24. *Бобылев В. В., Салун С. А., Шевырев А. А.* К открытию ниже-среднетриасовых отложений в Среднем Приамурье. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 149, № 1, с. 146—148.
25. *Бобылев В. В., Соловьев В. О.* Даубихинский, Алчанский и Куканский прогибы и их место в тектонической структуре юга Дальнего Востока. — «Геотектоника», 1971, № 6, с. 108—118.
26. *Богатков Н. М., Кулаков В. В.* Анненские термы. — «Советская геология», 1966, № 5, с. 153—158.
27. *Богданов А. А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1959, вып. 1, с. 3—38.
28. *Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е.* Об основных структурных элементах земной коры (в связи с обсуждением проекта легенды второго издания Международной Тектонической карты Европы м-ба 1 : 2 500 000). — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1963, № 3, с. 3—32.
29. *Богданов Н. А.* Строение палеозойского запада Тихоокеанского кольца. — «Геотектоника», 1966, № 2, с. 43—56.
30. *Богданов Н. А.* Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 3—16.
31. *Богданов Н. А., Пущаровский Ю. М.* Мезозойские геосинклинали в Тихоокеанском тектоническом поясе. — В кн.: Мезозойский тектогенез (Тезисы докладов VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан, 1969, с. 3—5.
32. *Братцева Г. М.* Пыльца и споры маастрихтских отложений Дальнего Востока. М., «Недра», 1965. 42 с.
33. *Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К.* Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970. 348 с.
34. *Бубнов С.* Основные проблемы геологии. Перевод с немецкого. М., Госгоргеолнефтеиздат, 1934. 183 с.
35. *Бурдэ А. И., Неволин Л. А., Соловьев В. О.* Даубихинский разлом. — «Советская геология», 1963, № 5, с. 129—132.
36. *Быковская Е. В.* К вопросу выделения прибрежной полосы развития вулканических пород Сихотэ-Алиня в самостоятельную структурную зону. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1962, т. 78, № 4, с. 49—56.
37. *Быковская Е. В.* Особенности прошлых и новейших вулканогенных формаций Дальнего Востока СССР. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., 1956, с. 22—32.
38. *Быковская Е. В., Ротман В. К.* Закономерности мезо-кайнозойского вулканизма Дальнего Востока СССР. — В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., 1964, с. 17—30. [МГК, XXII сесс. Докл. сов. геол. Проблема 16].
39. *Варданянц Л. А.* Изотахи (линии равных скоростей осадконакопления) как основа тектонических исследований нового типа. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия». Материалы по общей и региональной тектонике. Л., 1963, т. 85, с. 109—118.
40. *Варнаровский В. Г.* Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М., «Наука», 1971. 182 с.
41. *Васильковский Н. П.* Формирование восточной части Азиатского континента в свете современных представлений о развитии земной коры. — В кн.: Тезисы докладов на юбилейной сессии ДВ филиала АН СССР им. В. Л. Комарова. Владивосток, 1962, с. 5—9.
42. *Вдовин Ю. М.* О кайнозойском вулканизме восточного склона Северного Сихотэ-Алиня. — «Изв. ВУЗ. Серия геология и разведка», 1958, № 4, с. 32—46.
43. *Верещагин В. Н.* О проявлении нижнемеловой складчатости в Приморье. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», Л., 1956, № 3, с. 61—64.
44. *Верещагин В. Н.* Основные вопросы стратиграфии мела Дальнего Востока. — «Советская геология», М., Госгеолтехиздат, 1957, сб. 55, с. 124—144.
45. *Власов Г. М.* Типы вулканических зон Тихого океана. — В кн.: Труды II вулканологического совещания, М., 1966, с. 13—21.

46. *Воларович Г. П., Скороход В. З.* Краткий геологический очерк горной области Сихотэ-Алиня (объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:1 000 000). — «Труды ДВГТ», Владивосток, 1935, вып. 65. 30 с.
47. *Волхонин В. С., Лишевский Э. Н.* К вопросу о природе основных тектонических структур южной части советского Дальнего Востока в свете геофизических данных. — «Изв. ВУЗ. Серия геология и разведка», 1960, № 9, с. 3—9.
48. *Гарбар Д. И.* Иотний юго-западного Прионежья. — Автореф. канд. дисс. Л., ЛГИ им. В. Г. Плеханова, 1970. 18 с.
49. *Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* Типы структур молодых платформ Евразии. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 38—50.
50. *Геологическое районирование южной части Дальнего Востока.* — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым СССР. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1950, с. 1—6. Авт.: Н. А. Беляевский, М. И. Ицксон, Л. И. Красный, С. А. Музылев.
51. *Геология Приморского края* (объяснительная записка к геологической карте Приморского края м-ба 1:500 000). Госгеолтехиздат, 1955. 339 с. Авт.: Н. А. Беляевский, Ю. А. Громов, В. К. Елисеева, В. К. Путинцев.
52. *Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область.* Под ред. Л. И. Красного. М., «Недра», 1966. 736 с.
53. *Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край.* Под ред. И. И. Берсенева, М., «Недра», 1969. 696 с.
54. *Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин.* Под ред. В. Н. Верещагина, М., «Недра», 1970. 431 с.
55. *Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое.* — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 97—105. Авт.: Е. Б. Бельтнев, М. Г. Золотов, В. В. Онихимовский, И. А. Плотников, И. И. Шапочка. [Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока].
56. *Гнибеденко Г. С.* К тектонике Ханкайского срединного массива. — В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М., 1965, с. 44—54.
57. *Гольденберг В. И.* Стратиграфия и тектоника северо-восточного окончания Монголо-Охотской складчатой области. — Автореф. канд. дисс. М., МГРИ, 1971. 22 с.
58. *Громов Ю. Я.* Тектоника и история формирования Уссури-Ханкайского срединного массива. — «Советская геология», 1959, № 12, с. 40—51.
59. *Громов Ю. Я.* Некоторые особенности тектоники третичных осадочных толщ южной части Сихотэ-Алиня. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. I. Новосибирск, 1962, с. 313—322.
60. *Громов Ю. Я.* Краевые прогибы срединных массивов. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1963, т. 85, с. 91—100.
61. *Деменицкая Р. М.* Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967. 280 с.
62. *Егиазаров Б. Х.* Тектоника Корякской складчатой системы. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964, с. 366—373.
63. *Елисеева В. К.* Основные черты стратиграфии и палеогеографии каменноугольных и пермских отложений Сихотэ-Алиня. — «Советская геология», 1959, № 5, с. 45—65.
64. *Заварицкий А. Н.* Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1945, № 1, с. 28—39.
65. *Золотов М. Г.* Связь золотого оруденения с магматическими породами среднего состава мезозойских и кайнозойских вулканических зон материковой части Дальнего Востока. — «Советская геология», 1965, № 7, с. 74—90.
66. *Иванов Б. А.* Структурно-фациально-тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня. — «Советская геология», 1960, № 10, с. 10—59.
67. *Иванов Б. А.* Палеотектонические схемы главных фаз мезозойского тектогенеза Южного Сихотэ-Алиня. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964, с. 277—289.
68. *Иванов Ю. А.* О значении Нижнеамурского разлома в мезозойском развитии Нижнего Приамурья. — «Геотектоника», 1972, № 4, с. 115—122.
69. *Изох Э. П.* О роли разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий. — «Советская геология», 1961, № 4, с. 86—98.

70. Ицксон Г. В., Лови Б. И. Структурное районирование, история геологического развития и магматизм Малого Хингана.— «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1961, № 55. 179 с.
71. Ицксон М. И., Музылев С. А. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1963, т. 35, с. 149—177.
72. Ицксон М. И., Красный Л. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР. — «Геотектоника», 1970, № 2, с. 121—135.
73. Караулов В. Б. Стратиграфия и тектоника среднего палеозоя Западного Приохотья (Удско-Шантарский и Тугурский районы). — Автореф. канд. дисс. М., МГРИ, 1969. 16 с.
74. Караулов В. Б. Стратиграфия палеозойских отложений Шантарских островов. — В кн.: Сб. статей по геол. и гидрогеол., вып. 7. М., 1969, с. 7—24.
75. Караулов В. Б. Палеозойские структуры Западного Приохотья (Удско-Шантарский и Тугурский районы). — «Геотектоника», 1970, № 1, с. 69—81.
76. Кириков Д. А. Структурно-формационные комплексы Дальнего Востока. — Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1971. 26 с.
77. Ковылин В. М. Строение земной коры Японского моря по данным геофизических исследований. — Автореф. доктор. дисс. М., МГУ, 1973. 49 с.
78. Красный Л. И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. — «Докл. АН СССР, сер. геолог.», 1956, т. 107, № 1, с. 135—138.
79. Красный Л. И. Монголо-Охотская геосинклиналиная область и ее место в структуре Восточной Азии. — «Бюл. ВСЕГЕИ», 1958, № 1, с. 3—21.
80. Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1960, вып. 37. 32 с.
81. Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М., Госгеолтехиздат, 1960. 161 с.
82. Красный Л. И. Некоторые вопросы размещения глубинных разломов на востоке СССР. — В кн.: Глубинные разломы. М., 1964, с. 106—110.
83. Красный Л. И. (гл. ред.). Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966. 516 с.
84. Красный Л. И., Смирнов А. М. Геолого-структурная схема Дальнего Востока СССР и сопредельных с юга территорий. — «Докл. АН СССР, серия геолог.», 1957, т. 117, № 8, с. 473—475.
85. Красный Л. И., Кропоткин П. Н., Волярович Г. И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. — В кн.: Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960, вып. 1, с. 3—5.
86. Красный Л. И., Салун С. А. Южная часть Дальнего Востока. — В кн.: Стратиграфия СССР. Т. I, полутом II. Нижний докембрий азиатской части СССР. М., 1963, с. 319—329.
87. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., изд. АН СССР, 1937. 229 с. Авт.: А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, В. В. Меннер и др.
88. Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части советского Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М., 1954, с. 736—764.
89. Кропоткин П. Н. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 3, с. 34—56.
90. Кропоткин П. Н., Шахварстова Н. А., Салун С. А. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части Советского Дальнего Востока. — В кн.: Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья. Т. II. М., изд. АН СССР, 1953. 251 с.
91. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965. 366 с.
92. Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летавин А. П. Об особенностях переходных комплексов зон каледонской и герцинской консолидации. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 5, с. 9—16.

93. Крылов П. А., Летавин А. И. К вопросу об орогенном этапе развития каледонид (по поводу статьи А. А. Моссаковского). — «Геотектоника», 1966, № 2, с. 122—123.
94. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
95. Лазарев А. З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края. — В кн.: Труды XVII сессии МГК. Т. 2. М., 1939, с. 589—596.
96. Левитан Г. М. Тектоника и магматизм Удского прогиба. Автореф. канд. дисс. М., МГРИ, 1968. 20 с.
97. Левитан Г. М. Некоторые критерии комагматичности позднемеловых — кайнозойских интрузивных и эффузивных образований Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. — В кн.: Сб. статей по геол. и гидрогеол. Вып. 7. М., 1969, с. 131—153.
98. Левитан Г. М., Салун С. А. Тектоническое положение меловых и кайнозойских гранитоидных интрузий Северного Сихотэ-Алиня. — В кн.: Сб. статей по геол. и гидрогеол. Вып. 5. М., «Недра», 1965, с. 76—89.
99. Липкин Ю. С., Липкина М. И. Геологическое строение Ханкайского массива и его положение в мезозоидах Сихотэ-Алиня. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 156—161. [Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока].
100. Лихт Ф. Г. К вопросу о выделении култухинской свиты в Бикинской структурно-фациальной зоне (северо-западное Приморье). — В кн.: Сб. статей по геол. и гидрогеол. Вып. 7. М., «Недра», 1969, с. 55—62.
101. Лишневский Э. Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования. — «Геотектоника», 1965, № 3, с. 77—84.
102. Лишневский Э. Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., 1969, с. 21—32.
103. Лучицкий И. В. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири. — В кн.: Каледонская орогенция. М., 1960, с. 105—111. [МГК. XXI сесс. Докл. сов. геол. Пробл. 19].
104. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с.
105. Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. М.—Л., 1938. 544 с.
106. Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964, с. 120—147.
107. Мартынюк М. В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория (в пределах Анюйского блока). — Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1972. 28 с.
108. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. — «Труды ГИН АН СССР», 1967, вып. 168. 224 с. Авт.: М. С. Марков, В. Н. Аверьянова, И. П. Карташов, И. А. Соловьева, А. С. Шуваев.
109. Меланхолина Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. — Автореф. канд. дисс. М., 1972. 27 с.
110. Мелещенко В. С., Янов Э. Н. О пригеосинклинальных прогибах. — «Изв. СО АН СССР. Геология и геофизика», 1960, № 11, с. 92—95.
111. Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа). — «Советская геология», 1962, № 6, с. 52—76.
112. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968. 483 с.
113. Минато М., Гораи М., Фунахаси М. Геологическое развитие Японских островов. Русский перевод под редакцией и с предисловием Н. А. Беляевского и Л. И. Красного. М., «Мир», 1968. 719 с.
114. Мишин М. С. Разновозрастные эвгеосинклинальные формации главного антиклинория Сихотэ-Алиня. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 114—118. [Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока].
115. Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. — «Геотектоника», 1965, № 2, с. 3—16.

116. Музылев С. А. Тектоника южной части советского Дальнего Востока. — Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1950. 30 с.
117. Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 6, с. 3—23.
118. Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. — «Геотектоника», 1965, № 6, с. 3—18.
119. Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. — «Изв. ВУЗ. Серия геология и разведка», 1967, № 10, с. 17—63.
120. Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. — «Геотектоника», 1970, № 2, с. 47—73.
121. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 79. 468 с.
122. Нагибина М. С. О структурном положении верхнемезозойских и кайнозойских гранитоидов в мезозоидах Сихотэ-Алиня. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 5, с. 3—8.
123. Нагибина М. С. Об эволюции тектонических условий проявления гранитоидного магматизма в процессе развития структур земной коры. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., 1968, с. 216—222. [МГК. XXIII сесс. Докл. сов. геол.].
124. Нагибина М. С. Стратиграфия и формация Монголо-Охотского пояса. ГИН АН СССР, 1969. 399 с.
125. Нагибина М. С. Типы мезозойских структур Монголии и закономерности их развития. — «Геотектоника», 1970, № 5, с. 26—32.
126. Нагибина М. С., Потапов Ю. И. Тектоника Тугуро-Нимеленского прогиба (Западное Прихотье). — В кн.: Мезозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. М., 1965, с. 30—59.
127. Некоторые особенности геологии палеовулканической липаритовой формации и ее рудоносность. — В кн.: Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана. М., 1972, с. 7—43. Авт.: Н. П. Лаверов, В. Н. Левин, В. Б. Мещерякова и др.
128. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.
129. Об изображении тектонических особенностей строения и развития Альпийской складчатой области на втором издании тектонической карты Европы. — «Геотектоника», 1966, № 2, с. 15—85. Авт.: А. А. Богданов, П. Д. Гамкредидзе, М. В. Муратов, В. Е. Ханн.
130. Обручев В. А. Геология Сибири. Т. III. М.—Л., изд. АН СССР, 1938. 781 с.
131. Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1948, № 5, с. 13—24.
132. Онихимовский В. В. Геотектоническое районирование Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей. — «Труды ДВ Ф СО АН СССР. Серия геол.», 1960, № 4, с. 3—52.
133. Основные черты магматизма северо-западной части Тихоокеанского пояса. — В кн.: Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Вып. 2. Владивосток, 1962, с. 94—106. Авт.: Е. К. Устиев, Е. Т. Шаталов, Г. М. Власов, Л. И. Красный, М. Г. Руб, М. А. Фаворская, Н. В. Шталь.
134. Палей И. П. Основные черты тектоники Балтийского щита. — «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 92, с. 11—34.
135. Палеогеновые и неогеновые отложения межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Прихотья. — «Советская геология», 1969, № 7, с. 9—23. Авт.: М. А. Ахметьев, С. В. Белецкая, В. Ф. Морозова, С. А. Салун.
136. Петрушевский Б. М. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964. 300 с.
137. Плахотник В. Г. Стратиграфия верхнемеловых и кайнозойских вулканогенных образований северо-восточной части Сихотэ-Алиня. — «Советская геология», 1962, № 3, с. 140—148.
138. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1957. 247 с. Авт.: Э. П. Изох, Л. М. Колмак, Г. Н. Наговская, В. В. Русс.

139. *Портнягин Э. А.* Витимо-Бонинская поперечная глубинная система. — «Советская геология», 1966, № 7, с. 143—148.
140. *Пуцаровский Ю. М.* Приверхоанский краевой прогиб и мезозонды северо-восточной Азии. — В кн.: Тектоника СССР. Т. 5. М., изд. АН СССР, 1960. 236 с.
141. *Пуцаровский Ю. М.* Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. — «Бюл. МОИП, Отд. геол.», 1961, вып. 6, с. 3—24.
142. *Пуцаровский Ю. М.* О тектонике Сахалина. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 12, с. 42—61.
143. *Пуцаровский Ю. М.* Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., 1964, с. 251—267. [МГК. XXII сесс. Докл. сов. геол.]
144. *Пуцаровский Ю. М.* Основные черты строения Тихоокеанского подвижного пояса. — «Геотектоника», 1965, № 6, с. 19—34.
145. *Пуцаровский Ю. М.* Области мезозойской складчатости. — В кн.: Тектоника Евразии. М., 1966, с. 176—192.
146. *Радкевич Е. А.* Металлогения Южного Приморья. М., изд. АН СССР, 1953. 110 с.
147. *Радкевич Е. А., Томсон И. П., Горлов Н. В.* О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. — «Советская геология», 1956, вып. 53, с. 170—185.
148. *Радкевич Е. А., Чеботарев М. В., Усенко С. Ф.* О месте и времени гранитоидного магматизма в геосинклинальном развитии юга Дальнего Востока. — «Советская геология», 1966, № 3, с. 3—16.
149. *Результаты и задачи стратиграфических исследований на Дальнем Востоке.* — «Советская геология», № 6, 1967, с. 3—16. Авт.: Л. И. Красный, А. И. Жамойда, С. А. Салун, В. А. Ярмолук.
150. *Решения Второго Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания.* Л., 1971. 107 с.
151. *Руб М. Г.* Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлогенности. — «Труды ИГЕМ», 1960, вып. 33. 359 с.
152. *Рудич Е. М.* Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии, как зоны перехода от континента к океану. М., изд. АН СССР, 1962. 272 с.
153. *Савченко А. И.* О характере северо-западной границы Сихотэ-Алинской складчатой области. — «Зап. ЛГИ», 1969, т. VII, вып. 2, с. 142—148.
154. *Салун С. А.* Порфириновая формация складчатых областей. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1957, № 7, с. 49—63.
155. *Салун С. А.* О терминах «структурный этаж» и «ярус». — «Бюл. НТИ», М., Госгеолтехиздат, 1957, № 5 (10), с. 6—9.
156. *Салун С. А.* Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алинской области. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1963, № 6, с. 3—16.
157. *Салун С. А.* Тектоника позднемиоценовых и кайнозойских вулканогенных и континентальных образований Сихотэ-Алия. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964, с. 265—276.
158. *Салун С. А.* Значение поперечных дислокаций в тектоническом строении Сахалина. — В кн.: Сб. статей по геол. и гидрогеол. Вып. 5. М., 1965, с. 67—76.
159. *Салун С. А.* О развитии тектонических структур и вулканизма мезозойских складчатых систем Восточной Азии (на примере Сихотэ-Алия). — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., 1968, с. 108—113. [МГК, XXIII сесс. Докл. сов. геол.]
160. *Салун С. А.* Основные черты истории геологического развития Сихотэ-Алия и некоторых сопредельных территорий в позднем мелу и кайнозое. — В кн.: Сб. статей по геол. и гидрогеол. Вып. 7. М., 1969, с. 154—173.
161. *Салун С. А.* Основные черты мезозойского тектогенеза в южной части советского Дальнего Востока. — В кн.: Мезозойский тектогенез (Тезисы докладов VII сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан, 1969, с. 116—119.
162. *Салун С. А.* Основные черты мезозойского тектогенеза в южной части советского Дальнего Востока. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 105—111.
163. *Салун С. А., Плахотник В. Г.* О границе меловой и палеогеновой систем в Сихотэ-Алине. — В кн.: Граница мела и палеогена. 1960, с. 191—201. [МГК, XXI сесс. Докл. сов. геол. Проблема 5].

164. Салун С. А., Бобылев В. В. К вопросу о положении и характере западной границы Сихотэ-Алинской складчатой области. — «Изв. ВУЗ. Серия геология и разведка», 1963, № 5, с. 3—11.

165. Салун С. А., Гатинский Ю. Г., Строганова С. А. Опыт характеристики синклинальных шовных зон на примере некоторых структур Восточной Азии. — «Изв. ВУЗ. Серия геология и разведка», 1974, № 2, с. 3—12.

166. Сей И. П. Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Торомского и Бурейского прогибов (Дальний Восток). — Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1971. 24 с.

167. Силантьев В. Н. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений бассейнов рек Нотто, Тудо-Ваку и Эльдо-Ваку. — «Информ. сб. Прим. геол. упр.», Владивосток, № 1, 1960. 46 с.

168. Смирнов А. М. О сочленении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов и Китайской платформы. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 8, с. 76—92.

169. Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М., изд. АН СССР, 1963. 160 с.

170. Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 2, с. 13—28.

171. Соболевская В. Н. Об этапах тектонического развития огражденных палеозойских плит. — В кн.: Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. М., изд. АН СССР, 1962, с. 109—110.

172. Соболевская В. Н. Некоторые закономерности формирования структур чехла эпипалеозойских плит. — «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 92, с. 258—289.

173. Соболевская В. Н. Сравнительный анализ тектоники огражденных эпипалеозойских плит. — Автореф. докт. дисс. М., ГИН, 1972. 58 с.

174. Соловьев А. В. К вопросу о тектоническом районировании Сахалина. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 12, с. 3—8.

175. Соловьев В. О. Тектоника и история геологического развития Даубихинского прогиба. — Автореф. канд. дисс. М., МГРИ, 1967. 19 с.

176. Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 2, с. 39—71.

177. Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000). М., «Наука», 1966. 487 с.

178. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты. — В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. М., изд. АН СССР, 1963, с. 202—257. Авт.: Р. Г. Гарецкий, В. И. Самодуров, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин.

179. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 3—21. Авт.: А. А. Богданов, Л. П. Зоненшайн, М. В. Муратов, В. Д. Наливкин, Ю. М. Пушаровский, В. Е. Хаин, В. М. Цейслер, Н. А. Штрейс.

180. Тетяев М. М. Геотектоника СССР. М.—Л., Госгортопиздат, 1938. 297 с.

181. Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойского севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973. 326 с.

182. Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана. — В кн.: Океанология. Т. I. Вып. 3. М., изд. АН СССР, 1961, с. 456—465.

183. Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Геология и оловоносность Приамурья. М., «Недра», 1973. 236 с.

184. Устиновский Ю. Б. Мезозойско-кайнозойские впадины южной части Дальнего Востока. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. I. Новосибирск, изд. СО АН СССР, 1962, с. 303—312.

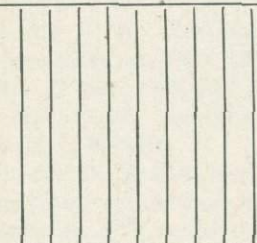
185. Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. — «Труды ИГЕМ», 1956, вып. 7. 310 с.

186. Фотиади Э. Э. Геофизическое изучение тектонического строения и глубинной структуры земной коры внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса на Востоке СССР. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., 1969, с. 6—20.

187. *Фремд Г. М., Рыбалко В. Н.* Морфогенетические типы вулcano-тектонических структур Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. — В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970, с. 96—100.
188. *Хаин В. Е.* Тектонические типы вулканических поясов. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970, с. 9—19.
189. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Т. I. М., «Недра», 1971. 548 с.
190. *Харкевич Д. С.* Магматизм Верхояно-Колымской складчатой области и Сетте-Дабанского перикратонного прогиба. — В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1966, с. 261—271.
191. *Херасков Н. П.* Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1948, № 5, с. 121—134.
192. *Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 91. 105 с.
193. *Херасков Н. П.* О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. — В кн.: Деформация пород и тектоника. М., 1964, с. 71—91.
194. *Херасков Н. П.* Тектоника и формации (Обобщающий доклад по опубликованным работам, представленный на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук). — В кн.: Тектоника и формации. М., 1965, с. 375—401.
195. *Херасков Н. П., Давыдова Т. Н., Шатский Н. С.* Геология Бурейского хребта. М., Госгортопиздат, 1939. 176 с.
196. *Ходак Ю. А., Сунь-Шу.* Главнейшие структуры Северо-Востока Китая и сопредельной территории советского Дальнего Востока. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1961, № 10, с. 97—110.
197. *Чеботарев М. В., Усенко С. Ф.* Разломы и их роль в развитии геологических структур Приамурья. — «Советская геология», 1967, № 7, с. 38—49.
198. *Чемеков Ю. Ф.* Стратиграфия четвертичных отложений Нижнего Приамурья, Западного Приохотья и Охотского моря. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ». Л., 1960, № 38, с. 45—55.
199. *Чемеков Ю. Ф.* Стратиграфия четвертичных отложений и геоморфология Приамурья и смежных территорий. — Автореф. докт. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1961. 54 с.
200. *Черныш Б. Я.* К выделению верхнепалеозойских эвгеосинклинальных отложений на северо-западе Приморья и в смежных районах. — «Советская геология», 1965, № 10, с. 132—133.
201. *Шатский Н. С.* О движении и развитии земной коры (Тезисы доклада в Геологическом институте АН СССР). — Избранные труды. Т. 2. М., 1964, с. 597—600.
202. *Шатский Н. С.* Гипотеза Вегенера и геосинклинали. — Избранные труды Т. 2. М., 1964, с. 601—615.
203. *Шатский Н. С.* Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. — Избранные труды. Т. 2. М., 1964, с. 554—573.
204. *Шатский Н. С.* Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1960, № 5, с. 3—23.
205. *Шатский Н. С.* Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. — «Изв. ВУЗ. Серия геология и разведка», 1960, № 11, с. 9—18.
206. *Шейнманн Ю. М.* Заметки к классификации структур материков. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1955, № 3, с. 19—35.
207. *Янов Э. Н.* Пригеосинклинальные прогибы и межгорные впадины Алтае-Саянской складчатой области. Материалы по общей и региональной тектонике. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия». Л., 1963, т. 85, с. 119—130.
208. *Янишин А. Л.* Тектоническое строение Евразии. — «Геотектоника», 1965, № 5, с. 7—35.
209. *Янишин А. Л.* Проблема срединных массивов. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1965, № 5, с. 8—39.
210. *Kober L.* Die Orogentheorie. Berlin, 1933. 184 с.
211. *Trümpy R.* Paleotectonic evolution of the central and western Alps. — «Bull. geol. Soc. Amer.», 71, 1968, с. 843—908.

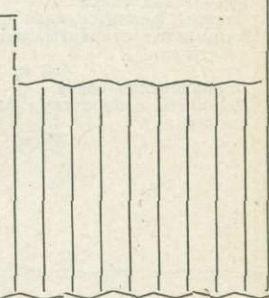
ПРИЛОЖЕНИЯ

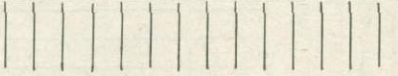
СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ И ХИНГАНО-БУРЕЙНСКОГО И ХАНКАЙСКОГО

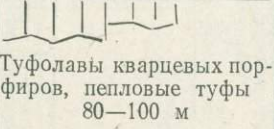
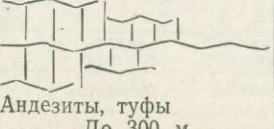
Хингано-Бурейнский массив (по Л. И. Красному и др., 1966 г.)					
Група	Подгруппа	Система	Отдел		
			Складчатый фундамент Амурской плиты		
			<div style="width: 45%; text-align: center;">Малый Хинган</div> <div style="width: 45%; text-align: center;">Бурейнский хребет</div>		
Палеозойская	Нижняя Кембрийская	Нижний	<p>Чергиленская свита Известняки, глинистые и уг- листо-глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, кон- гломераты и седиментацион- ные брекчии 550—900 м</p> 	<p>Лондоковская свита Известняки, сланцы карбо- натные, углисто-глинистые и кремнистые, песчаники До 1000 м</p>	
			<p>Рудоносная свита Сланцы глинистые, кремни- сто-глинистые, углисто-гли- нистые, кремнистые, алевро- литы, песчаники, железистые кварциты, марганцевые ру- ды, известняки, седимента- ционные брекчии, гравелиты 150—600 м</p>	?	
Протерозойская	Верхняя		<p>Мельгинская свита Известняки мраморизованные, доломиты, слои и линзы пес- чаников и сланцев 850—950 м</p>	<p>Мурандавская свита Доломиты массивные и по- лосчатые, прослои известня- ков, сланцев кремнистых и углисто-глинистых, седимен- тационных брекчий, магне- зитов, кислых эффузивов, ту- фов 600—850 м</p>	<p>Ортукская свита Сланцы эпидот-актинолитовые, хлорит-эпидот-актино- литовые и т. д. 1500 м</p>
		<p>Суларинская свита Песчаники, сланцы филлитовидные, алевролиты, линзы известняков 1040—1150 м</p>	<p>Игинчинская свита Песчаники рассланцованные, алевролиты серицитизирован- ные, глинистые сланцы фил- литовидные 1000—1100 м</p>	<p>Аныкская свита Сланцы серицит-кварцевые и мусковит-альбит-кварцевые Более 1200 м</p>	

НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ
МАССИВОВ И О-ВА ХОНСЮ

Ханкайский массив (по И. И. Берсеневу и др., 1969 г., с изменениями)		О-в Хонсю (по Мина- то, Горан и др., 1968 г.)
Северная часть	Южная часть	Юго- западная часть
		Северное побережье
Дмитриевская свита Известняки и сланцы 800—1000 м	Дмитриевская свита Известняки, сланцы глинистые и мергели- стые, песчаники, гравелиты, известкови- стые конгломераты и брекчии 2000—2600 м	
Рудоносная свита Сланцы филлитовидные и кремнистые, железистые кварциты, марганцевые руды, известняки 450 м Смолянская свита Доломиты с прослоями филлитовидных сланцев 500 м ?	Прохоровская свита Известняки, доломиты, глинистые сланцы, кремнистые породы, железистые кварциты 1000—3500 м Песчано-сланцевая толща Песчаники, филлитовидные сланцы, извест- няки До 800 м	
?	Коваленковская свита Филлитовидные серицитовые сланцы с линзами мергелистых известняков 1000 м Волокушинская свита Черные известняки, мергели, кремнистые породы 450—700 м	
Сланцы серицит-хлоритовые, графитистые, углисто-глинистые 350—400 м Сланцы серицитовые и кремнистые, железистые кварциты 110—200 м	Новоярославская свита Сланцы серицитовые и углисто-графити- стые, известняки 1100 м Березьянская свита Песчаники кварцитовидные, сланцы сери- цит-хлоритовые, алевролиты Более 1000 м	
Известняки, доломиты 80 м	Первомайская свита Известняки, доломиты 550—700 м	
Кабаргинская свита Сланцы хлорит-серицитовые, филлиты, песчаники 1000—1100 м Лысогорская свита Известняки 600 м	Дальзаводская свита Сланцы серицит-хлоритовые, песчаники, алевролиты, туффиты, туфолавы кислого состава, прослой кремнистых пород и известняков 800 м	

Группа	Подгруппа	Система	Отдел	Хингано-Буреинский массив (по Л. И. Красному и др., 1966 г.)		
				Складчатый фундамент Амурской плиты		
				Малый Хинган	Буреинский хребет	
Протерозойская	Верхняя		?	Дитурская свита Известняки, мраморы, графитистые кварциты, углистые филлиты 400—600 м	Самырская свита Сланцы графит-серицит-кварцевые и хлорит-кварцевые, линзы мраморов и амфиболитов 1500—1800 м	
				Союзненская свита Сланцы кристаллические, кварц-сланцевые, графитистые филлиты, мраморы 1500—1700 м		
	Нижняя		Урильская свита Сланцы двуслюдяные, слюдяно-альбит-кварцевые, биотит-кварц-альбитовые, графитистые, кварциты слюдяные и гранатовые, амфиболиты До 2000 м	Урильская свита Сланцы двуслюдяные, слюдяно-альбит-кварцевые, биотит-кварц-альбитовые, графитистые, кварциты слюдяные и гранатовые, амфиболиты до 2000 м	Лепицкая свита Гнейсы графит-биотитовые, графитистые сланцы, мраморы 1000 м	
			Дичунская свита Амфиболиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы, слюдяные сланцы 300—400 м	Дичунская свита Амфиболиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы, слюдяные сланцы 300—400 м	Саганарская свита Гнейсы биотитовые, графит-гранат-биотитовые, кварциты, амфиболиты 2500—2700 м	
		Тулочихинская свита Гнейсы биотитовые и двуслюдяные с прослоями биотит-кварцевых и амфибол-кварцевых сланцев, амфиболитов и кварцитов Около 2000 м ?	Тулочихинская свита Гнейсы биотитовые и двуслюдяные с прослоями биотит-кварцевых и амфибол-кварцевых сланцев, амфиболитов и кварцитов Около 2000 м ?	Амбардакская свита Кварциты мономинеральные и слюдяные, биотитовые гнейсы 750—800 м ?		


Ханкайский массив (По И. И. Берсеневу и др., 1969 г., с изменениями)		О-в Хонсю (По Мина- то, Горан и др., 1968 г.)
Северная часть	Южная часть	Юго- западная часть
		Северное побережье
<p>Митрофановская свита Сланцы графитистые, слюдястые, извест- няки, мраморы, амфиболиты 600—700 м</p>	 <p>Лузановская толща Сланцы графитисто-серицитовые, алевро- литы «ленточные» с прослоями известня- ков и доломитов 1200 м</p>	
<p>Спасская свита Сланцы мусковит-биотитовые и биотитовые 700—1000 м</p>	<p>Насыровская толща Алевролиты, красноцветные кварц-серицит- гематитовые сланцы, прослой песчаников, гравелитов, кремнистых пород, марганцо- вистые и железистые конкреции Более 1000 м</p>	
?	<p>Татьяновская свита Сланцы биотитовые и диопсидовые 2500 м</p>	
<p>Тургеневская свита Гнейсы биотитовые и биотит-амфиболо- вые, кристаллические сланцы, амфибо- литы, мраморы 4000 м</p>	<p>Нахимовская свита Гнейсы биотитовые и амфибол-биотитовые, амфиболиты, мраморы 3500 м</p>	<p>Гнейсы Хида. Гнейсы биотито- вые, гранат- биотито- вые, амфибо- ловые, мраморы</p>
<p>Матвеевская свита Гнейсы биотитовые, гранат-кордиерито- вые, прослой графитистых сланцев, кварцитов, мраморов 3000 м</p>	?	
<p>Ружинская свита Мраморы с графитом и диопсидом, прослой гнейсов биотитовых и графитистых слан- цев 1000 м ?</p>		

Стратиграфические подразделения				Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс			Осевая зона Сихотэ-Алинского мегантиклинория			Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс			Структурно-формационные комплексы
Группа	Система	Отдел	Ярус	Главный мегавулканарий			Вулкано-тектонические структуры Сихотэ и др.			Матайская и Нижне-Аюйская вулкано-тектонические структуры			
				Состав	Над-формация	Формация	Состав	Над-формация	Формация	Состав	Над-формация	Формация	
Мезозойская	Меловая	Верхний	Датский	Тахобинская свита Липариты, липарито-дациты, игнимбриты, туфолавы, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты 600—800 м	Андезит-дацит-липаритовая	Дациг-липаритовая	Липаритовые игнимбриты, туфолавы, туфы До 500 м	Андезит-дацит-липаритовая	Дациг-липаритовая	Тахобинская свита Липариты, фельзиты, туфолавы, туфы 500—600 м	Верхний структурный ярус		
			Маастрихтский	Самаргинская свита Андезиты, андезито-дациты, дациты, туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты 800—1100 м		Дациг-андезитовая	Туфолавы андезитов и дацитов До 500 м		Дациг-андезитовая	Свита кондахе Песчаники, конгломераты, аргиллиты, амфиболовые андезиты 1450—1530 м		Андезит-дацит-липаритовая	Матайская свита Андезиты, дациты, туфы, туфобрекчии 600—650 м
			Кампанский	Ольгинская свита Туфолавы кварцевых порфиров, туфы, туфоконгломераты 500—1200 м		Дациг-липаритовая	 Туфолавы кварцевых порфиров, пепловые туфы 80—100 м		Дациг-липаритовая				
			Сантонский	Синанчинская свита Андезиты пироксеновые, андезито-дациты, дациты, туфы 100—800 м		Дациг-андезитовая	 Андезиты, туфы До 300 м		Дациг-андезитовая				
											Нижний структурный ярус		
											Нижний структурный подэтаж		

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕГО ПОДЭТАЖА ОРОГЕННОГО

Стратиграфические подразделения				Амуру-Охотская складчатая система						Тахтинский мас																															
Группа	Система	Отдел	Подотдел (валлаус)	Нимелено-Омальский, Тугурский, Усалгинский, Осипенковский грабены			Орельский и Усть-Амгунский грабены			Вулканогенный																															
				Ярус (горизонт)	Состав	Надформация	Формация	Состав	Надформация	Формация	Состав																														
Кайнозойская	Неогеновая	Миоцен	Верхний	Усть-Суифунский	Даргинский	Галечники и пески 29—97 м																																			
														Средний	Верхне-гавайский	Глины с прослоями мелкозернистого песка 165 м																									
																								Глины 37 м																	
		Олигоцен	Верхний	Надеждинский	Тонкозернистые глинистые пески 60 м																																				
													Биранджинская свита Вадунники, галечники, пески Более 500 м																												
																					Алевриты, глины, пески, диатомиты, туффиты, туфы 58 м																				
	Палеогеновая	Нижний и средний	Угловский	Глинистые пески 13 м																																					
												Верхняя моласса																													
																				Алевриты-глинистая подформация																					
	Эоцен	Майтунский	Глинистые пески До 1000 м																																						
											Андезитобазальты, базальты 200—250 м																														
																			Верхняя моласса																						
Липарит-базальтовая																																									
																													Континентальная моласса												
																																					Андезит-базальная формация				
Алевриты-глинистая подформация																																									
Верхняя моласса																																									
Континентальная моласса																																									
Туфо диатомито-глинисто-алевритовая подформация																																									
Верхняя моласса																																									
Континентальная моласса																																									
Колчанская свита Андезиты, трахиандезиты, дациты, липариты, трахилипариты До 450 м																																									
Налевская свита Глины с прослоями песчаников и галечников и пластами бурого угля 263 м																																									
Кузнецовская свита Базальты, андезитобазальты, туфы; в основании местами липариты 370—400 м																																									

КОМПЛЕКСА СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

сив		Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс				Осевая зона Сихотэ-Алинского мегантиклинория	
чехол		Внешняя зона		Внутренняя зона		Верхнебикинская грабен-синклиналь	
Надфор-мация	Формация	Состав		Надфор-мация	Формация	Состав	
				Диатомит 3,5 м			
							
				Ботчинская свита Ритмичное чередование опок, тонкообломочных туфов, туфопесчаников, туффитов 170 м			
Липарит-базальтовая	Андезит-базальтовая	Кизинская свита Андезито-базальты, базальты, долериты 200—300 м		Кизинская свита Андезито-базальты, базальты, долериты, туфы, туфобрекчии 700—1000 м	Липарит-базальтовая	Андезит-базальтовая	Верхняя угленосная толща Пески, алевролиты, глины, пласты бурого угля 650—750 м
Липарит-базальтовая Верхняя моласса	Трахит-трахилипаритовая Угленосная подформация	Кхуцинская свита Липариты, обсидианы, туфолавы, игнимбриты, туфогенно-осадочные породы 150—400 м		Сизиманская свита Конгломераты, туфоконгломераты, туфы, туфопесчаники, туффиты, андезиты, аноктоклазовые дациты 65—200 м	Липарит-базальтовая	Андезит-базальтовая	Непродуктивная толща Пески полимиктовые, галечники с прослоями алевролитов и глин 150—200 м
Липарит-базальтовая	Андезит-базальтовая	Кузнецовская свита Андезито-базальты, андезиты, базальты, мандельштейны, туфы 300—400 м		Кузнецовская свита Андезито-базальты, базальты, мандельштейны, туфы, туфобрекчии До 450 м	Липарит-базальтовая	Андезит-базальтовая	Нижняя угленосная толща Пески полимиктовые, разнозернистые, алевролиты, бурые угли 350 м
Липарит-базальтовая	Андезит-базальтовая	Кузнецовская свита Андезито-базальты, андезиты, базальты, мандельштейны, туфы 300—400 м		Кузнецовская свита Андезито-базальты, базальты, мандельштейны, туфы, туфобрекчии До 450 м	Липарит-базальтовая	Андезит-базальтовая	Базальты миндалекаменные, андезито-базальтовые, туфы 100—150 м
							Верхняя моласса Континентальная моласса Песчано-галечниковая Угленосная подформация
							Угленосная подформация

Стратиграфические подразделения		Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс			Удиль-Кизинская межгорная впадина																
Группа	Система	Отдел	Полодец (надрус)		Ярус (горизонт)	Состав	Надформация	Формация	Софийский, Булавинский и Яйский грабены												
			Полодец	Надрус					Состав	Надформация	Формация										
Кайнозойская	Неогеновая	Плиоцен	Верхний	Усть-Суйфунский	Даргинский				Пески мелкозернистые глинистые, чередующиеся с глинами 49 м	Глины с прослоями и линзами песка и бурого угля 77 м	Пески и галечники 45 м	Верхняя моласса	Континентальная моласса	Алеврито-глинистая подформация							
						Мiocен	Средний	Верхнегаванский							Кизинская свита Базальты, долериты, андезитобазальты, трахиандезиты, туфы, туфоконгломераты До 400 м	Липарит-базальтовая	Андезит-базальтовая				
																		Нижний	Упагинский		
		Олигоцен	Верхний	Надеждинский	Глина с прослоями песка и примесью гальки и гравия До 26 м																
						Палеогеновая	Нижний и средний	Угловский													
		Эоцен	Майтунский	Кузнецовская свита 2. Базальты, андезито-базальты 1. Андезито-базальты, андезиты, туфы 300-400 м	Липарит-базальтовая																Андезит-базальтовая

Средне-Амурская межгорная впадина					
Переяславский грабен			Восточно-Даргинский грабен		
Состав	Надфор-мация	Формация	Состав	Надфор-мация	Формация
?			Глины с прослоями мелко-зернистых песков 59 м		
?			Глины с пластами бурого угля 53 м		
Ушумунская свита Верхняя подсвита Глины и алевролиты; внизу пески с прослоями галечни- ков До 185 м		Алевроит-глинистая подформация	Ушумунская свита Верхняя подсвита Глины и алевролиты с про- слоями песка 100 м		Алевроит-глинистая подформация
Нижняя подсвита Глины, алевролиты, редкие прослойки песка, глинистых из- вестняков, диатомитов; пла- сты и линзы бурого угля До 480 м		Угленосная подформация	Нижняя подсвита Глины, алевролиты, пески, пласты бурого угля Более 50 м		Угленосная подформация
Бирофельдская свита Глины, алевролиты, мелко- зернистые пески, редкие лин- зы бурого угля, мергелей, из- вестняков. В прибортовых частях грабена — пески, га- лечники, глины До 410 м	Верхняя моласса	Континентальная моласса		Верхняя моласса	Континентальная моласса
Чернореченская свита Верхняя подсвита Глины, алевролиты, мелко- зернистые пески, прослойки глинистых известняков. В прибортовых частях грабена пески и галечники Более 165 м			Алевроит-глинистая подформация		
Нижняя подсвита Пески и галечники с про- слоями алевролитов и глин До 1000 м		Песчано-галечи- ковая подформация	Пески, глины Более 55 м		

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Краткий обзор истории развития представлений о тектонике южной части советского Дальнего Востока	6
Тектоническое районирование Дальневосточной складчатой области. Границы Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы	13
Комплекс основания Сихотэ-Алинской складчатой системы	41
Главный геосинклинальный комплекс Сихотэ-Алинской складчатой системы	45
История развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы и сопредельных структур	77
Орогенный комплекс Сихотэ-Алинской складчатой системы	94
Эпигеосинклинальный орогенный этап развития Дальневосточной складчатой области	131
Плиоцен-антропогенный структурно-формационный комплекс и неотектоническая стадия развития Сихотэ-Алинской складчатой системы	141
О положении Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы в структуре северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса	148
О классификации мезозойских геосинклинально-складчатых систем	154
Заключение	159
Список литературы	162
Приложения (прилож. 2 — вкладка)	171

ИБ № 1406

САВЕЛИЙ АБРАМОВИЧ САЛУН

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Редактор издательства В. И. Макеев Технический редактор Е. С. Сычева
Переплет А. А. Зубченко Корректор-Е. И. Микрякова

Сдано в набор 9/VI 1977 г. Подписано в печать 19/XII 1977 г. Т-21702
Формат 70×108^{1/16} Печ. л. 13,5 (с вкл.) Усл. печ. л. 18,9 Уч.-изд. л. 17,78
Бумага № 2 Заказ 435/12196—1 Тираж 1100 экз. Цена 2 р. 80 к. с прилож.

Издательство «Недра», Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

2р.80к.
с приложением

2331

НЕДРА