АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

СЕКРЕТНО
Экз. № 346

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ, МАГМАТИЗМУ И РУДНЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ЗАБАЙКАЛЬЯ

Том II

П. Н. КРОПОТКИН, К. А. ШАХВАРСТОВА, С. А. САЛУН

ТЕКТОНИКА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

20 589 с.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
1953

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

СЕКРЕТНО
Экз. № 346

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ, МАГМАТИЗМУ И РУДНЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ЗАБАЙКАЛЬЯ

Том II

П. Н. КРОПОТКИН, К. А. ШАХВАРСТОВА, С. А. САЛУН

ТЕКТОНИКА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

54350

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
1953

Институт геологических наук АН Арм.ССР
Библиотека

Ответственный редактор

д-р геол.-мин. наук *О. Д. Левицкий*

ВВЕДЕНИЕ

Геологический обзор «Тектоника южной части Советского Дальнего Востока», составленный П. Н. Кропоткиным при участии К. А. Шахварстовой и С. А. Салуна, представляет собой итоговый отчет по работам тектонического отряда Восточно-Сибирской экспедиции Института геологических наук Академии наук СССР за 1946—1952 гг. Эти исследования по тектонике Дальнего Востока были начаты в 1946 г. в целях геологического обоснования прогнозов по металлогении. Некоторые результаты произведенной работы в дальнейшем были использованы для прогнозов по угленосности, фосфоритоносности и нефтеносности Дальнего Востока.

В этих исследованиях, кроме П. Н. Кропоткина, принимали участие К. А. Шахварстова (1949—1952 гг.), С. А. Салун (1946—1948 гг.), М. Г. Руб (1948 г.), А. И. Суворов (1946 г.), В. Э. Хромова (1947 г.), Л. В. Фирсов (1947 и 1949 гг.), В. В. Латин (1948 г.) и С. М. Кравченко (1950—1951 гг.).

В 1946—1947 гг. тектоническим отрядом были проведены геологические исследования по пересечению длиной в 250 км через хребет Сихотэ-Алинь от г. Спасска-Дальнего через с. Ново-Михайловку и с. Кавалерово до нижнего течения р. Тадуши и до залива Владимира. Было проведено структурное и стратиграфическое изучение, сопровождавшееся геологической съемкой масштаба 1 : 100 000 полосы шириною от 3 до 15 км вдоль линии пересечения. Кроме того, такие же работы были проведены по трем пересечениям структур восточного склона Сихотэ-Алиня: а) по р. Тетюхэ от истоков до устья; б) по р. Аввакумовке от ее истоков до залива Ольга, включая район сел. Серафимовки; в) по верхнему течению р. Судзухэ в районе пос. Лазо (Вангоу) и по р. Таухэ от истоков до устья. Маршрутные исследования были сделаны у южного окончания Сихотэ-Алиня по пересечению Владивосток — Шкотово — Душкино — Сучан — Лазо и в водораздельной области Сихотэ-Алиня по левому притоку Лифудзина р. Селенче.

В результате исследований 1946—1947 гг. была разработана схема тектоники южной части горной области Сихотэ-Алиня и выделены такие основные структурные единицы, как Ханкайский массив, синклинальные зоны Суйфунская, Даубихинская и Сучанская, Муравьевский антиклинорий, Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, Главная синклинальная зона Сихотэ-Алиня и Прибрежная антиклинальная зона (в Ольго-Тетюхинском районе), входящие в систему мезозойской складчатости Дальнего Востока, а также Приморская зона, принадлежащая уже к области более молодой, кайнозойской, складчатости Тихоокеанского пояса. Были выяснены различия в полноте и характере стратиграфического разреза и основные особенности геологической истории этих крупных тектонических зон и уточнена стратиграфия палеозоя и мезозоя Приморья. В частности, впервые для южной части Дальнего Востока,

была обнаружена фауна и водоросли кембрия. Это позволило обосновать стратиграфию древних толщ и правильно определить возраст железорудной осадочной формации Уссурийского и Мало-Хинганского районов. Находки фауны верхнекаменноугольного и пермского возраста позволили точно определить стратиграфическое положение свиты палеозойских кремнистых сланцев, являющихся важнейшим маркирующим горизонтом в складчатых структурах Сихотэ-Алиня. Основные результаты работ были изложены в отчетах и в двух печатных статьях (Кропоткин, 1949; Кропоткин и Салун, 1948; Кропоткин, Салун и Суворов, 1947-ф; Кропоткин и Салун, 1948-ф; Салун, 1950-ф).

В 1948 г. производилась детализация стратиграфии кембрия Спасского района и окрестностей г. Ворошилова и были сделаны дополнительные сборы фауны. В западной части Приморского края изучались, совместно с М. Г. Руб, взаимоотношения гранитных интрузий с осадочными породами в районе г. Спасска, г. Лесозаводска, с. Яковлевки (на левобережье р. Даубихэ), с. Вознесенского, пос. Гродеково и с. Константиновки (на р. Суйфун). В результате был установлен нижний предел возраста так называемых шмаковских палеозойских гранитов, прорывающих кембрий, и подвергнуты ревизии те представления о возрасте оловоносных гранитов Гродековского батолита, которые получили распространение после работ П. С. Бернштейна и других. Как известно, термин «гродековские граниты» часто применялся дальневосточными геологами как синоним названия «юнокиммерийские граниты», т. е. граниты, внедрившиеся в конце юры или в начале мела (Бернштейн, 1936). Нами были осмотрены те участки, где указывался активный контакт гранитов с мезозоем. Оказалось, что можно считать доказанным только активный контакт гродековских гранитов с отложениями верхнего палеозоя, тогда как самые нижние горизонты мела залегают на уже глубоко эродированной поверхности батолита. Полученные данные показали, что более близки к истине прежние представления А. И. Козлова о палеозойском возрасте гранитов Гродековского батолита (Козлов, 1924; Руб, 1950).

В 1949 г. тектоническим отрядом были продолжены, с целью дальнейшей детализации, геологические исследования на восточном склоне Сихотэ-Алиня в районе рек Таухэ и Судзухэ и на Тетюхинском рудном поле. Были собраны дополнительные данные, подтверждающие выводы 1946 г. о синклинальной структуре Тетюхинского рудного поля и, следовательно, опровергающие мнение А. Ф. Баранова об антиклинальном строении данного участка. Эти выводы, важные для направления поисков полиметаллических рудных тел, скрытых на глубине, были в дальнейшем подтверждены детальными съемками Ю. С. Бородаева (1951—1952) и П. Н. Кропоткина (1951-ф).

В том же году тектоническим отрядом были произведены маршрутные исследования в Хабаровском крае на Малом Хингане в районе ж.-д. ст. Известковая и Кимканского железорудного месторождения. В частности, совместно с К. А. Львовым были осмотрены те горные выработки в рудоносной толще, где им была найдена нижнекембрийская фауна брахиопод и пелеципод. Эта находка фауны и проведенные маршрутные наблюдения полностью подтвердили те выводы о возрасте оруденения, которые были сделаны нами в 1948 г.

В 1950 г. П. Н. Кропоткин, К. А. Шахварстова и С. М. Кравченко произвели структурные и стратиграфические исследования по северному пересечению хребта Сихотэ-Алинь от Комсомольска на Амуре через бассейны рек Хунгари и Мули до р. Тумнин, с выходом по рекам Б. Аока и Аукан к побережью Татарского пролива. По этому пересечению,

длиною в 170 км, нами производилась геологическая съемка масштаба 1 : 100 000 в полосе шириною от 3 до 10 км. Кроме того, были пройдены маршруты на р. Хунгари в районе впадения р. Дюкали по участку, расположенному в 20 км южнее главной линии пересечения. В результате этих работ была детализирована стратиграфия, составлен геологический профиль через хребет Сихотэ-Алинь и выявлены взаимоотношения Главного антиклинория Сихотэ-Алиня с соседними синклинальными зонами в области погружения этой крупнейшей структуры. Был также уточнен возраст золотоносных интрузий бассейна р. Тумнин и сделаны некоторые прогнозы по золотоносности северного Сихотэ-Алиня. Результаты работ изложены в отчете (Кропоткин и Шахварстова, 1950-ф). Они послужили основанием для составления сводной геологической карты масштаба 1 : 500 000 по территории северного Сихотэ-Алиня, охватывающей материалы геологических съемок 15 партий различных геолого-разведочных организаций (фиг. 1).

В 1951 г. работы тектонического отряда были сосредоточены в южной части Приморского края. Их целью являлась детализация стратиграфии и структуры в тех участках, где можно было решить важнейшие спорные или неясные вопросы геологии Приморья. На этих участках производилась геологическая съемка масштаба 1 : 100 000 — 1 : 25 000 и специальные исследования. Работы были произведены на восточном склоне Сихотэ-Алиня в районе пос. Синанча и пос. Тетюхэ, в районе пос. Новая Тайга на р. Тетюхэ и на р. Красной (в бассейне верхнего течения Имана), в районе сел. Устиновка по р. Кинцухэ и р. Тадуша и в юго-западном Приморье в бассейне рек Амба-Бира и Монгугай. Кроме того, проводились маршрутные исследования в Хорольском районе (докембрий Ханкайского массива) и в других местах. Эти работы позволили установить верхнепалеозойский возраст эффузивных толщ юго-западного Приморья, ошибочно отнесенных Н. Е. Гухман к юре,[1] обосновать предположение о доверхнетриасовом возрасте большинства интрузий этого же района и уточнить стратиграфию верхнепалеозойских и мезозойских отложений восточного склона Сихотэ-Алиня. Стратиграфические результаты работ тектонического отряда за 1951 г. излагаются в отдельном отчете (Кропоткин и Шахварстова, 1953-ф).

В итоге оказалось возможным составить в 1951—1952 гг. в масштабе 1 : 500 000 структурную геологическую карту всей южной части Приморского края, расположенной к югу от параллели 46° с. ш. На этой карте обобщены материалы по 50 геологическим отчетам (фиг. 2). Данные прежних съемок, проведенных Академией наук, Министерством геологии и другими организациями, были проанализированы и критически пересмотрены с учетом последних достижений в области изучения стратиграфии и тектоники Приморья (Кропоткин, 1952-ф).

В 1951—1952 гг. на основании обобщения данных по территории южной части Дальнего Востока, охватывающей более миллиона квадратных километров, нами была составлена тектоническая карта масштаба 1 : 2 500 000 (фиг. 3) и дано геологическое описание этой территории. Одновременно была произведена сводка данных по основным и ультраосновным интрузиям южной части Дальнего Востока и обоснованы прогнозы относительно размещения руд хрома, никеля, платины,

[1] Площадь распространения этих эффузивов была показана как отложения юрского возраста на всех опубликованных геологических картах, включая геологическую карту СССР масштаба 1 : 7 500 000, изданную Министерством геологии в 1950 г.

титаномагнетитов и некоторых типов осадочных железных и марганцевых руд (фиг. 4). Эти прогнозы вместе с сокращенным текстом геологического описания были переданы в промышленные организации в 1952 г (Кропоткин, 1951-ф).

Тектоническая карта южной части Советского Дальнего Востока и сопредельных областей Кореи, Китая и Японии, составленная нами в масштабе 1 : 2 500 000, была в схематизированном виде воспроизведена на тектонической карте СССР масштаба 1 : 4 000 000, опубликованной в 1952 г. (Шатский, Богданов, Яншин, Кропоткин и др., 1952). Схема тектоники Дальнего Востока с кратким пояснительным текстом печатается в юбилейном сборнике работ по геологии Сибири, посвященном 90-летию акад. В. А. Обручева.

Текст настоящей работы (за небольшими исключениями), а также тектоническая карта южной части Дальнего Востока масштаба 1 : 2 500 000 и профили составлены П. Н. Кропоткиным. Сводная геологическая карта Южного Приморья масштаба 1 : 500 000 составлена П. Н. Кропоткиным при участии И. И. Берсенева (IV Геологическое управление Министерства геологии). В составлении текста 9 раздела IV главы II части принимал участие С. А. Салун. Сводная геологическая карта северного Сихотэ-Алиня в масштабе 1 : 500 000 и текст 8-го раздела IV главы II части составлены К. А. Шахварстовой. Ею же выполнена большая подготовительная работа при составлении текста геологического описания.

Ссылки на фондовые материалы отмечены буквой «ф» с указанием того года, когда производились соответствующие полевые исследования.

Все географические названия рек, озер, хребтов и т. д. приведены в соответствие с названиями по гипсометрической карте СССР, изданной Главным управлением геодезии и картографии СССР в 1950 г. в масштабе 1 : 2 500 000 на 32 листах.

Вышеупомянутые карты (фиг. 1—4) даются отдельным приложением.

ЧАСТЬ I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Глава I

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕКТОНИКИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Геологическое изучение территории, составляющей южную половину Советского Дальнего Востока, началось уже с середины XIX в., но продвинулось очень незначительно за все дореволюционное время. Подробное изложение истории геологических исследований за период 1850—1917 гг. имеется в третьей и четвертой частях капитального труда акад. В. А. Обручева «История геологического исследования Сибири» (Обручев, 1934—1937). В связи с этим мы укажем лишь главнейшие обобщающие работы по геологии южной части Дальнего Востока.

В 1913 г. была издана первая обзорная геологическая карта этой территории и северных частей Маньчжурии, составленная Анертом в масштабе 1 : 1 680 000 (Анерт, 1913). В объяснительной записке к карте Анерт дает только перечень использованных материалов и основные стратиграфические сведения. Какие-либо обобщающие тектонические построения были тогда еще невозможны, так как съемкой было покрыто не более 10% всей территории.

Дальнейшее изучение геологии и полезных ископаемых Дальнего Востока, интенсивно проводившееся с первых же лет существования Советской власти, позволило к 1927 г. выработать первые более обоснованные представления о геологическом строении этого края. В 1927 г. В. А. Обручевым в его «Геологическом обзоре Сибири» было дано краткое описание строения Дальнего Востока и опубликована первая схема тектоники. В том же 1927 г. была напечатана составленная Геологическим комитетом в 1925 г. геологическая карта Азиатской части СССР масштаба 1 : 4 200 000.

Однако карта эта давала искаженное представление о геологическом строении территории южной части Дальнего Востока, так как фактически в то время здесь было еще слишком много совершенно неизученных в геологическом отношении «белых пятен», которые необоснованно закрашивались тем или иным цветом. Так, например, на всей площади Сихотэ-Алиня, за исключением небольших участков по его западному склону, на этой карте не было показано распространение мезозойских отложений. Такие типичные мезозойские геосинклинальные складчатые области, как Сихотэ-Алинь, Нижне-Бикинский район, Хехцир, Нижнее Приамурье и Тугуро-Немиленский район были изображены как складчатые области, сложенные почти исключительно палеозоем. Такое же ошибочное представление о Сихотэ-Алине, как о палеозойской (герцинской) складчатой области, отразилось вследствие недостатка фактических данных и в вышеупомянутой тектонической схеме В. А. Обручева.

Большим шагом вперед в развитии общих представлений о строении Дальнего Востока явилась работа А. Н. Криштофовича «Геологический

обзор стран Дальнего Востока», вышедшая в свет в 1932 г. В этой сводке, касавшейся главным образом стратиграфии Дальнего Востока, было со всей отчетливостью показано существование мезозойской геосинклинали и освещены основные этапы ее развития. Кроме того, А. Н. Криштофович познакомил советского читателя со стратиграфией и геологической историей соседних стран Дальнего Востока — Китая, Кореи и Японии, что давало возможность рассматривать развитие нашей части Тихоокеанского пояса не изолированно, а во взаимосвязи с другими его частями. Большое значение такого подхода для решения общих вопросов металлогении было в дальнейшем оценено С. С. Смирновым и другими геологами (Смирнов, 1946). В последующие годы А. Н. Криштофович опубликовал обзор стратиграфических данных, касающийся южной части Советского Дальнего Востока и захватывающий период исследований до 1938 г. (Криштофович, 1938).

В 1933 г. А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским была разработана схема тектоники СССР, включавшая и Дальний Восток. Эта схема подвергалась в дальнейшем детализации и вошла в позднейшие обзоры геологического строения и геологической истории Советского Союза, опубликованные в 1937 и 1941 гг. (Архангельский и Шатский, 1933; Архангельский, Шатский и др., 1937; Архангельский, 1941). В схеме А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского материковая часть Дальнего Востока рассматривается как область мезозойской (тихоокеанской) складчатости, в которой в качестве срединного массива или платформы была выделена Зейско-Буреинская плита. Мезозойские складки северо-востока Сибири, продолжающиеся в область Джугджура, образуют по этой схеме крупную виргацию. Одна ветвь виргации уходит на запад в Забайкалье, другая — на юг в область нижнего Приамурья и хребта Сихотэ-Алинь.

Как раз в это же время стало все более и более выясняться исключительное значение для всего Тихоокеанского пояса мезозойского орогенического цикла, что отличало его от Европы, восточной части Северной Америки и ряда других областей (Вялов, 1939; Чу, 1939; Кобаяши, 1939).

Н. П. Херасковым было обосновано представление о так называемом верхоянском седиментационном и орогеническом цикле, охватывающем период от верхнего карбона до нижнего мела включительно, и особенно характерном как для северных, так и для южных частей Советского Дальнего Востока (Херасков, 1935; Кропоткин и Херасков, 1939).

Взгляды А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского на геологическое строение южной части Дальнего Востока получили дальнейшее развитие в тектонической схеме Н. П. Хераскова, разработанной в 1939 г. в связи с изучением Буреинского бассейна (Херасков, Давыдова и др., 1939). Н. П. Херасков отметил главенствующую роль верхоянской (преимущественно мезозойской) складчатости и широкое распространение соответствующего комплекса осадков (C_3—Cr_1) в пределах южной половины Дальнего Востока. В системе верхоянской складчатости Н. П. Херасков выделил шесть крупных структурных единиц: 1) Буреинскую глыбу (хребет Турана и далее на запад, образование типа платформы или срединного массива); 2) Буреинский бассейн; 3) мегаантиклиналь Буреинского хребта; 4) Нижне-Амурскую мегасинклиналь; 5) мегаантиклиналь Сихотэ-Алиня и 6) зону приморских угленосных бассейнов. Кроме того, он подверг критике схему М. М. Тетяева, включавшего всю южную половину Дальнего Востока в зону альпийской складчатости, и ограничил пределы этой зоны о-вом Сахалином и восточным склоном хребта Сихотэ-Алинь. Южнее Станового хребта Н. П. Херасков показал зону

варисцийской складчатости с полным разрезом среднего палеозоя, протягивающуюся от верхнего течения Амура до Удского края.

Первая подробная сводка фактического материала по области Сихотэ-Алиня была опубликована Г. П. Воларовичем в 1935 г. (Воларович, 1935). Этот автор выделяет Сихотэ-Алиньский и примыкающий к нему с востока Судзухинский антиклинории. По его представлениям, ядра *антиклинальных структур сложены нижним палеозоем и верхним палеозоем*. Мезозойскими отложениями сложены крылья Сихотэ-Алиньского антиклинория. Главной фазой складчатости, по Г. П. Воларовичу, явилась нижнемеловая (австрийская) фаза.

А. З. Лазарев в своем докладе на XVII Международном конгрессе в Москве в 1937 г. предложил схему тектоники южной части Дальнего Востока, во многих пунктах совпадающую со схемами А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова. А. З. Лазарев подчеркнул факты, указывающие на различие в ориентировке докембрийских, палеозойских и мезозойских складок и выделил в пределах описываемой территории: 1) платформу мезозойской складчатости (а — Маньчжуро-Буреинский докембрийский массив, б—Становой докембрийский массив), 2) Рухлово-Зейско-Селемджинскую палеозойскую складчатую зону, в которой главная фаза складчатости падает на средний карбон, и 3) обширную мезозойскую складчатую зону.

В пределах мезозойской складчатой зоны он отмечает центральный антиклинорий Сихотэ-Алиня, две синклинальные области, расположенные *к востоку и к западу от этого антиклинория*, *обширную* Кур-Урмийскую антиклинальную область между Хабаровском и Малым Хинганом и некоторые другие крупные структурные элементы. Складчатость, характерная для мезозойской зоны, происходила, по А. З. Лазареву, в нижнем и среднем триасе, в нижнемеловую эпоху и на границе мезозоя и кайнозоя (Лазарев, 1939-б). Основные фазы складчатости Дальнего Востока были тогда же охарактеризованы в небольшой работе Г. П. Воларовича, подчеркнувшего значение верхнемезозойских фаз диастрофизма, которые привели к замыканию геосинклинальной материковой части Дальнего Востока (Воларович, 1939).

В числе важнейших работ, суммирующих фактические данные относительно геологического строения Дальнего Востока, необходимо особо отметить подробную сводку академика В. А. Обручева, особенно ценную в отношении стратиграфии (Обручев, 1935—1938). Седьмой выпуск пятой части «Истории геологического исследования Сибири» В. А. Обручева содержит весьма полный аннотированный список литературы по геологии Амурского края, Приморья и острова Сахалина, опубликованной в 1918—1940 гг. (Обручев, 1946). К этому списку литературы и подробному обзору истории геологических исследований мы и отсылаем читателя, ограничиваясь в своем тексте главным образом ссылками на те работы, которые выполнены или были опубликованы после 1938—1940 гг.

Схемы геологического строения южной части Дальнего Востока, которые были составлены В. А. Обручевым (1927), А. Н. Криштофовичем (1932), Г. П. Воларовичем (1935), А. З. Лазаревым (1939) и Н. П. Херасковым (1939), в настоящее время могут быть в значительной мере дополнены на основании работ большого коллектива геологов Хабаровского и Приморского геологических управлений, ВСЕГЕИ, Всесоюзного аэрогеологического треста Министерства геологии, Академии наук СССР и других организаций.

Из числа важнейших исследований, опубликованных в печати в 1940—1952 гг., следует отметить работы А. Ф. Баранова, И. В. Бурия, Г. М. Власова, С. Ф. Допиро, А. А. Кириллова, Л. Б. Кривицкого, А. А. Леонтовича, А. К. Матвеева, В. В. Медведева, С. А. Музылева, В. В. Онихимовского, Н. А. Ракова, Н. П. Саврасова и В. А. Ярмолюка, рефераты которых помещены в сборнике по геологии Дальнего Востока (Тр. ДВБАН, 1948). Много ценных данных имеется в статьях Н. П. Батурина (1941), Н. А. Беляевского (1948, 1951), Ю. А. Билибина (1947б), М. И. Борсук (1948), Г. П. Воларовича (1941, 1944), В. К. Елисеевой и М. И. Сосниной (1952), Л. Д. Кипарисовой (1945, 1952), Л. И. Красного (1940, 1949), А. Н. Криштофовича (1946, 1947), П. Н. Кропоткина и С. А. Салуна (1948), П. Н. Кропоткина (1949), И. В. Лучицкого (1949), И. В. Лучицкого и В. Н. Крестовникова (1950), Е. Ф. Малеева (1946), Д. Ф. Масленникова (1948), А. Д. Миклухо-Маклая (1947, 1952), М. С. Нагибиной (1953), В. Д. Принады (1940, 1948), М. Г. Руб (1950), С. П. Соловьева (1949, 1950), В. П. Солоненко (1948, 1950), М. А. Фаворской (1949-а, 1949-б, 1950), Ф. К. Шипулина (1950) и В. Н. Яковлева (1948). По геологии о-ва Сахалина за последние годы также было опубликовано несколько содержательных обзорных работ Е. М. Смехова (1947, 1948) и других геологов. Все это позволяет гораздо полнее, чем прежде, охарактеризовать тектонику и геологическую историю южной половины Дальнего Востока и предложить вниманию читателя новый вариант тектонической схемы (масштаб 1 : 4 000 000, фиг. 3 и 5), в основном повторяющий то, что изображено на опубликованной в 1952 г. тектонической карте СССР такого же масштаба, составленной Н. С. Шатским при участии П. Н. Кропоткина и Н. П. Хераскова и других геологов.

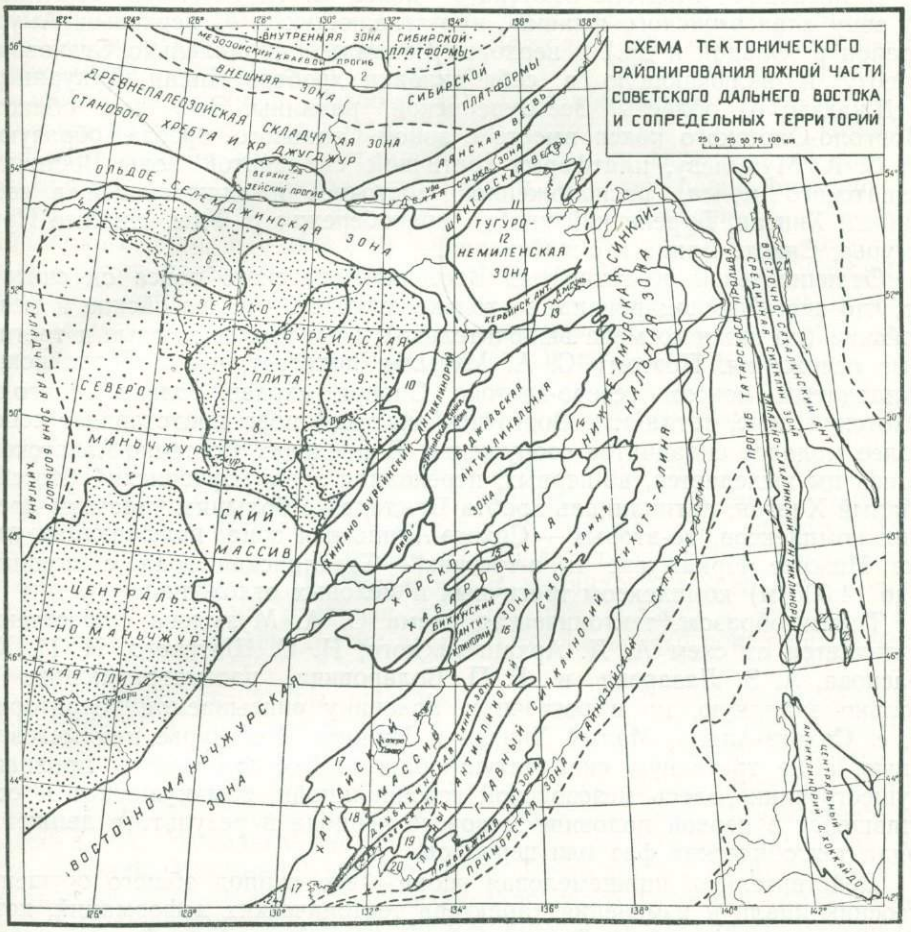
Из последних по времени обзоров геологического строения Дальнего Востока следует отметить статью С. А. Музылева «Тектоника южной части Советского Дальнего Востока», написанную для XIX тома «Геологии СССР» (Музылев, 1946-ф).

С. А. Музылев выделяет на рассматриваемой территории три крупные зоны : 1) Алданскую платформу; 2) Монголо-Охотский пояс, представляющий собой зону иеньшаньской или австрийской складчатости, относящейся к середине мела, и 3) Восточно-Азиатский пояс, включающий в себя Сихотэ-Алинь и о-в Сахалин и рассматриваемый как складчатая зона, структура которой создана различными фазами кайнозойской альпийской складчатости.

В качестве главного критерия для такого тектонического районирования С. А. Музылев принимает возраст наиболее молодых отложений, затронутых интенсивными складчатыми дислокациями, хотя бы эти дислокации и проявились локально в немногих местах.

Алданская платформа, под которой в данном случае понимается половина алданской площади докембрия, расположенная севернее 57—58° с. ш., вместе с внутренней частью Сибирской платформы характеризуется горизонтальным залеганием всех пород, начиная с кембрия. Южная часть так называемого «Алданского щита», выделенного Н. С. Шатским, рассматривается С. А. Музылевым как своеобразная зона мезозойских дислокаций типа «складок основания» Э. Аргана. С. А. Музылев подчеркивает большую дислоцированность (с углами падения 20—70° и надвигами) юрских отложений в районе рек Томмота, Чулмана и Иенгры у северного края антиклинального вздутия, созданного в зоне Станового хребта мезозойскими орогеническими движениями, и отмечает дислокации юры в бассейне Гилюя и Зеи у южного

края этого антиклинального свода. Таким образом, зона Станового хребта рассматривается им как зона, переходная от платформы к складчатой области Монголо-Охотского пояса.



Фиг. 5. Схема тектонического районирования южной части Советского Дальнего Востока и сопредельных территорий

Обозначены цифрами: *1* — Верхне-Алданский прогиб; *2* — Алгаминский прогиб; *3* — Тугуро-Шантарская антиклиналь; *4* — Неверо-Керакская зона (краевой прогиб?); *5* — Урканская антеклиза; *6* — Депская синеклиза; *7* — Мамынская антеклиза; *8* — Нижне-Зейская синеклиза; *9* — Туранская антеклиза; *10* — Буреинский краевой прогиб; *11* — Ульский антиклинорий; *12* — Муниканский антиклинорий; *13* — Амгуньский прогиб; *14* — Амурский прогиб; *15* — Хехцирский антиклинорий; *16* — Алчано-Матайская зона; *17* — складчатая зона р. Сидеми и хребта Пограничного (в западной части Ханкайского массива); *18* — Суйфунская синклинальная зона; *19* — Сучанская синклинальная зона; *20* — Таудеминское поднятие; *21* — Восточно-Сахалинский (Пильтунский) прогиб; *22* — Южно-Сахалинский антиклинорий; *23* — Новиковский антиклинорий; *24* — самая северная часть Корейско-Шаньдунской плиты.

Точками отмечены те области, которые (за исключением небольших участков) не подвергались интенсивным складчато-глыбовым или складчатым дислокациям в мезозое и кайнозое

Монголо-Охотский пояс характеризуется, по С. А. Музылеву, тем, что здесь дислоцирован повсеместно палеозой и мезозой до нижнего мела включительно, но верхняя часть верхнемеловых отложений (так называемый цагоянский ярус) и третичные отложения залегают почти горизонтально на огромной площади Зее-Буреинской равнины. Отсюда он делает вывод о том, что складчатая структура Монголо-Охотского пояса

сформирована складчатостью так называемой фазы В иеньшаньской орогении, известной на территории Китая и падающей по времени приблизительно на середину мела.

В пределах *Монголо-Охотского пояса* С. А. Музылев выделяет: а) зону «палеозойского флиша», протягивающуюся от верховьев Амура (район р. Ольдой и др.) в верховья Селемджи параллельно Становому хребту и включающую в себя складки хребтов Янкан, Тукурингра и Джагды; б) область Зее-Буреинской равнины. Эти две области *Монголо-Охотского пояса вместе с зоной Станового хребта образуют*, по С. А. Музылеву, платформу третичной складчатой зоны Восточно-Азиатского пояса, расположенной восточнее и включающей в себя Малый Хинган, Буреинский хребет, правобережье р. Уды, Нижнее Приамурье, Сихотэ-Алинь и о-в Сахалин.

Отличительной особенностью Восточно-Азиатского пояса он считает то, что здесь дислоцированы не только отложения палеозойские и мезозойские (до нижнего мела включительно), но и верхнемеловые и третичные отложения. Поэтому С. А. Музылев полагает, что с Верхоянским складчатым поясом северо-востока Сибири сходен только Монголо-Охотский пояс, тогда как Восточно-Азиатский пояс представляет собой более молодое складчатое сооружение. В пределах Восточно-Азиатского *пояса им выделяется, во-первых, переходная зона* (*Буреинский бассейн*, Малый Хинган, антиклиналь хребта Вандана) с большим участием древних комплексов, во-вторых — Сихотэ-Алиньская зона, включающая также Нижнее Приамурье и, в-третьих,— Сахалинская зона с мощным (до 14 000 м) комплексом третичных и меловых отложений.

Таким образом, тектоническая схема С. А. Музылева существенно отличается от схем А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, А. З. Лазарева и Г. П. Воларовича, рассматривающих не только западную, но и восточную половину описываемой территории, т. е. Сихотэ-Алинь, Малый Хинган и Нижнее Приамурье как мезозойскую, а не третичную складчатую область. Все эти авторы признают существование здесь мезозойской геосинклинали, замкнувшейся и осушившейся в первой половине мелового периода в результате движений ряда тектонических фаз или периодов.

Действительно, нижнемеловая эпоха — это период общего осушения геосинклинали и изменения характера тектонических деформаций, которые принимают в дальнейшем, т. е. в верхнем мелу и кайнозое, *характер складчато-глыбовых дислокаций и общего коробления земной коры*. Таким образом, этот период может рассматриваться как поворотный пункт в геологической истории как западной, так и восточной половины описываемой территории и позволяет, вопреки мнению С. А. Музылева, сопоставлять с Верхоянской геосинклинальной областью не только Монголо-Охотский пояс, но и большую часть горной области Сихотэ-Алиня.

Пликативные дислокации третичного периода, которым Музылев придает такое большое значение, в действительности носят здесь локальный характер и приурочены главным образом к остаточным, наиболее мобильным зонам у границ кайнозойских депрессий и сводовых поднятий. Верхний мел везде залегает в общем плащеобразно, в целом почти горизонтально, и его слабые изгибы сильно отличаются от сложных пликативных дислокаций в нижележащих мезозойских толщах. Только *в узкой полосе на восточном склоне Сихотэ-Алиня у берега Японского* моря выделяется зона более интенсивных пликативных дислокаций, уже

в схеме Н. П. Хераскова отнесенная к области кайнозойской (альпийской) складчатости вместе с островом Сахалином.

В дальнейшем изложении мы придерживаемся в основном тех принципов, которые были развиты в цитированных работах А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, и относим почти всю материковую южную часть Дальнего Востока к зоне мезозойской геосинклинальной складчатости и мезозойских и кайнозойских складчато-глыбовых дислокаций (коробления), переработавших структуру более древних палеозойских и докембрийских складчатых областей. Придавая большое значение именно этому этапу развития, характерному как для «замкнувшихся» геосинклиналей, так и для тех периферических зон более древних платформ, которые оказываются охваченными орогенезом или аркогенезом, мы отделяем зону Станового хребта и дислоцированных юрских прогибов верховьев Алдана от остальной части Сибирской плиты, в которой ее платформенная структура сохранилась в своем типичном виде. Следовательно, в разделении Сибирской платформы на внутреннюю, более стабильную область и внешнюю зону, деформированную мезозойскими орогеническими движениями, мы по существу присоединяемся к схемам, предложенным С. А. Музылевым и Е. В. Павловским (Павловский, 1948).

Напротив, в трактовке строения складчатых областей Приамурья, Удского края и Сихотэ-Алиня мы существенно расходимся со схемой С. А. Музылева. Изучение геологического строения этих областей, далеко продвинувшееся за последние 10—15 лет, подтвердило все основные положения схемы Н. П. Хераскова и выявило значительное сходство строения и истории развития описываемой области с геологическим строением и развитием других частей Тихоокеанского пояса мезозойской складчатости.

Важнейшие структуры, выделяемые на нашей тектонической карте, фигурируют и в прежних схемах. Так, Ольдое-Селемджинская зона палеозойской складчатости, переработанная глыбовыми движениями мезозойского цикла, была намечена в качестве герцинской Рухлово-Селемджинской зоны в схемах Н. П. Хераскова и А. З. Лазарева, а в схеме С. А. Музылева она фигурирует под названием зоны палеозойского флиша Монголо-Охотского пояса. Точно так же всеми этими авторами выделялась в том или ином виде Зейско-Буреинская плита (Маньчжуро-Буреинский докембрийский массив у А. З. Лазарева, Буреинская глыба у Н. П. Хераскова). Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня был правильно охарактеризован уже в работе Г. П. Воларовича (1935 г.). А. З. Лазарев называет эту структуру центральным антиклинорием Сихотэ-Алиня. Эта же структура фигурирует и в схеме Н. П. Хераскова, равно как и Нижне-Амурская синклинальная зона. Вместе с тем составленная нами тектоническая карта южной части Дальнего Востока является гораздо более детальной, чем все прежние тектонические схемы.

Глава II

ОСНОВНЫЕ ДАННЫЕ ПО ОРОГРАФИИ И ГИДРОГРАФИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Южная часть Советского Дальнего Востока, описываемая в предлагаемом очерке, охватывает материковую часть Советского Союза, расположенную к югу от Станового хребта и хребта Джугджур. В описание включена также территория Шантарских островов, по своему строению тесно связанных с материком. В тектоническом отношении описываемая область в целом расположена к югу от Сибирской платформы и к востоку от Китайской платформы, охватывающей большую часть Кореи и Маньчжурии. Материковая часть этой области в основном входит в широкую зону мезозойской (верхоянской или тихоокеанской) складчатости западного побережья Тихого океана, а о-в Сахалин — в зону третичной (альпийской) складчатости Тихоокеанского пояса. На остальной территории Дальнего Востока кайнозойские дислокации проявились в форме глыбовых движений земной коры.

Протягивающийся в широтном направлении в южной части Алданского щита дугообразно изогнутый Становой хребет служит водоразделом бассейна Алдана и бассейнов Амура и Уды. В восточной части вершины Станового хребта достигают высоты 2800 м над ур. м. Здесь он смыкается с хребтом Джугджур, имеющим северо-восточное направление. Джугджур составляет водораздел между притоками Алдана и небольшими реками, стекающими на юго-восток в Охотское море (р. Лантарь, р. Алдома и др.).

Южнее Станового хребта в широтном направлении протягиваются две низменности: а) Верхне-Зейская низменность между Становиком и хребтами Тукурингра и Джагды и б) низменность в бассейне р. Уды, открытая в сторону Охотского моря. Между обеими низменностями имеется довольно высокий (до 1500—2000 м) водораздел рек Зеи и Уды (хребет Джугдыр и его отрог хр. Майский между р. Удой и ее левым притоком р. Маей-Половинной).

Еще южнее в направлении, близком к широтному, протягивается цепью ряд хребтов, составляющих в совокупности единое поднятие, параллельное дуге Становика и отстоящее от него на 150—250 км южнее. Это хребты Янкан, Тукурингра (водораздел между правыми притоками Зеи — реками Гилюем и Урканом) и хребет Джагды (водораздел между верховьями Зеи и притоками р. Селемджи), часто называемый хребтом Селемджинским в восточной части, где он составляет водораздел р. Уды и р. Селемджи. Высота упомянутых хребтов не превышает 1500 м и лишь в восточной части достигает 1800 м. Река Зея— крупнейший левый приток Амура — прорезает этот ряд возвышенностей между хребтами Джагды и Тукурингра. На востоке широтный хребет Джагды (Селемджинский) смыкается с почти меридиональным хребтом Ям-Алинь. От района их соединения, где абсолютные высоты достигают

1500—2200 м, отходят на северо-восток хребты Тайканский, Тыльский и хребет Бюко с его продолжением — хребтом Альским, протягивающимся до мыса Никта на берегу Охотского моря вблизи Шантарских островов. Широтное направление и северо-западное, параллельное хребту Джагды, имеют отроги Ям-Алиня — короткий, но высокий (до 1700—1900 м) хребет Эзоп, на водоразделе Селемджи и Буреи, хребет Меванджа и другие.

К югу от хребтов Тукурингра и Джагды между 126 и 132° в. д. расположена крупная Зейско-Буреинская низменность, представляющая собой равнину с отметками 100—300 м над уровнем моря, по которой протекают реки Зея, Селемджа и Бурея в их нижнем течении. Восточнее располагается ряд хребтов и возвышенностей северо-восточного и северо-северо-восточного простирания — хребет Турана между реками Селемджой и Бурееи (высота до 1200—1400 м), хребет Малый Хинган или Буреинский (высота до 1200 м в южной части и до 2000 м в северной) с его северным продолжением — хребтами Дуссе-Алинь и Ям-Алинь (высотой до 2180 м), Баджальский хребет (высота до 2500 м), хребет Джаки-Унахта-Якбыяна (Ян-Огды) по левобережью Амура и, наконец, крупный хребет (точнее — нагорье) Сихотэ-Алинь, составляющий водораздел между правыми притоками Уссури и нижнего Амура и небольшими реками, стекающими на юго-восток в Японское море и Татарский пролив (р. Тумнин, р. Коппи, р. Самарга, р. Кема, р. Тетюхэ, р. Тадуша и др.). Наивысшие вершины Сихотэ-Алиня достигают 1200—2200 м. Хребты Буреинский (Малый Хинган), Дуссе-Алинь и Ям-Алинь составляют отчетливо выраженный водораздел между притоками Зеи и Буреи, стекающими в сторону Зейско-Буреинской низменности, и притоками р. Амгуни (впадающей слева в Амур в самом нижнем отрезке его течения), а также рек, стекающих в Охотское море (р. Тугур и др.)

Между хребтами Малым Хинганом и Сихотэ-Алинем с их отрогами в низовьях Уссури, Сунгари и по Амуру выше Хабаровска и между Хабаровском и Комсомольском располагается обширная низменность, в значительной части заболоченная, с большим количеством озер (озера Болонь, Синдинское и др.). Амур в этой области принимает слева крупные притоки — реки Биру и Тунгуску, образующуюся благодаря слиянию рек Кур и Урми, а справа — реки Анюй и Хунгари. Озерно-болотные низменности меньших размеров имеются также в нижнем течении Амура между Комсомольском и Николаевском (озера Орель, Чля). От Комсомольска на север через область среднего течения реки Амгуни и рек Немилен и Тугур протягивается по направлению к Тугурскому заливу депрессия, в которой лежат озера Эворон и Чукчагир. К востоку от нее имеется ряд небольших возвышенностей со среднегорным рельефом по реке Амгуни и левобережью нижнего течения Амура (хребты Магу, Омальский, Чаятын и др.).

Приамурская (Хабаровская) низменность по долине р. Уссури соединяется с заболоченной низменностью района озера Ханка. Ханкайская низменность в свою очередь южнее соединяется по долине р. Лефу с Суйфунской низменностью, которая продолжается вплоть до Амурского залива (западнее Владивостока). Между реками Суйфуном и Лефу высота местности не превышает 100—150 м. Таким образом, низменности по Амуру и Уссури вместе с Ханкайской и Суйфунской низменностями отделяют от остального материка крупную возвышенность хр. Сихотэ-Алинь, вытянутую в северо-восточном направлении.

Ханкайская и Суйфунская низменности на западе, у границы с Маньчжурией, постепенно сменяются возвышенностями среднегорного типа (так называемый хребет Пограничный и др.) с высотами до 700—900 м.

Институт географии АН СССР Библиотека

Вышеописанное расположение крупных орографических элементов отражает, прежде всего, особенности эпейрогенических движений верхнетретичного и четвертичного времени на территории Дальнего Востока (Ливеровский и Колесников, 1949). Общее направление простирания орографических структур, созданных этими молодыми движениями, оказывается в большинстве случаев тесно связанным с ориентировкой и расположением крупнейших складчатых структур (антиклинориев, синклинориев, пологих прогибов и пр.), возникших в результате так называемой верхоянской или тихоокеанской складчатости в течение неопалеозоя и мезозоя. Но некоторые крупные морфологические элементы, как, например, вышеописанная депрессия, протягивающаяся почти меридионально от Комсомольска через озера Эворон и Чукчагир к Тугурскому заливу, созданная кайнозойскими тектоническими движениями, не являются унаследованными и не находят себе аналогии в мезозойских складчатых структурах.

Главнейшие орографические единицы о-ва Сахалина — хребты Восточный и Западный (Западно-Сахалинский), имеющие почти меридиональное направление, весьма точно соответствуют двум антиклинориям в альпийской (третичной) складчатой структуре о-ва Сахалина, а низменности по р. Поронай, по берегу Татарского пролива в северной части острова и у залива Пильтун на восточном побережье отвечают зонам интенсивного прогибания, т. е. тектоническим впадинам.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ И ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В тектонической структуре Дальнего Востока выделяется ряд крупных платформенных и геосинклинальных (в свою очередь разделяющихся на антиклинальные и синклинальные) структурных единиц, которые отчетливо определились в конце юры—начале мела и отвечают, в основном, современной структуре Дальнего Востока. Как уже было указано, эти крупные структурные элементы имеют первостепенное значение и для современной орографии Дальнего Востока. Более древняя, домезозойская складчатая структура в значительной мере переработана мезозойской складчатостью или перекрыта позднейшими отложениями и поэтому не может быть восстановлена с достаточной полнотой.

Как уже указывалось, принятое нами разделение территории южной части Советского Дальнего Востока на крупные структурные единицы представляет собой дальнейшее развитие тектонических схем, предложенных Г. П. Воларовичем (1935), А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (1937) и затем А. З. Лазаревым (1939) и в особенности Н. П. Херасковым (Херасков, Давыдова, 1939). В пределах южной части Советского Дальнего Востока выделяются следующие крупные структурные элементы (см. фиг. 3 и 5).

А. Области докембрийской складчатости—щиты, платформы

а) Алданский щит, восточная часть Сибирской платформы. Южная часть платформы в области Станового хребта и хребта Джугджур сильно переработана складчато-глыбовыми дислокациями мезозойской эры.

б) Докембрийское ядро Зейско-Буреинской плиты, представляющее, возможно, северную часть Китайского щита и Маньчжурской платформы.

Б. Области древнепалеозойской (т. е. салаирской и каледонской) складчатости

а) Древнепалеозойская складчатая зона Станового хребта и хребта Джугджур, более определенно устанавливаемая на территории Забайкалья и предположительно продолжающаяся в восточную часть Становика. Вся эта зона, так же как и окраина Сибирской платформы, переработана складчато-глыбовыми дислокациями, связанными с мезозойским орогенезом.

б) Древнепалеозойская складчатая зона Малого Хингана и Буреинского хребта, образующая ядро мезозойского Хингано-Буреинского антиклинория и переработанная мезозойской складчатостью (см. ниже).

в) Древнепалеозойская складчатая зона Ханкайского массива, структура которой также переработана в результате глыбовых и складчатых дислокаций мезозойской эры.

В. Области новопалеозойской (герцинской) складчатости

а) Ольдое-Селемджинская палеозойская складчатая зона, протягивающаяся из верховьев Амура от рек Уруша и Ольдой через район пос. Сковородино, хребты Тукурингра и Джагды и верховья р. Селемджи к Аяну и Шантарским островам. Для Ольдое-Селемджинской зоны характерно развитие среднепалеозойского комплекса геосинклинальных отложений, охватывающего верхний силур, девон и нижний карбон. В ядрах антиклиналей широко развиты более древние, главным образом протерозойские отложения. В этой зоне проявилась древнепалеозойская и в особенности новопалеозойская (герцинская) складчатость. Древние структуры были частично переработаны позднейшими движениями, в связи с чем на востоке (бассейн рек Уды, Амгуни) палеозой образует самый нижний ярус (фундамент) мезозойских складчатых структур.

б) Северная и восточная части Зейско-Буреинской плиты, представляющие собой области новопалеозойской и каледонской складчатости. В мезозое и кайнозое вся область Зейско-Буреинской плиты играла роль монолитной платформенной структуры. Зейско-Буреинская плита охватывает почти всю Зейско-Буреинскую низменность и хребет Турана и может рассматриваться как крайний северный выступ Китайской платформы. Складчатый фундамент северной и западной частей Зейско-Буреинской плиты сложен палеозоем, а фундамент юго-восточной части — докембрием и палеозойскими гранитами.

Г. Области мезозойской (верхоянской, тихоокеанской) складчатости

а) Краевые прогибы по окраине Зейско-Буреинской плиты — Буреинский бассейн и др. Эти прогибы, оформившиеся только в юрском периоде или в конце триаса, заполнены отложениями верхней части верхоянского комплекса (мощная толща морских юрских и континентальных верхнеюрских и нижнемеловых отложений) и довольно сильно дислоцированы складчатостью мелового периода.

б) Хингано-Буреинский антиклинорий, охватывающий хребет Малый Хинган и Буреинский хребет. Этот антиклинорий представляет собою область докембрийской и палеозойской складчатости север-северо-восточного простирания, частично перекрывавшуюся мезозойским морем и деформированную приблизительно в том же направлении в результате мезозойских орогенических движений.

в) Ханкайский массив в районе озера Ханка, протягивающийся на юг до корейской границы. Восточная часть массива сложена докембрием и нижним палеозоем, смятыми в складки запад-северо-западного направления, перпендикулярные к позднейшей складчатости. Западная часть массива сложена верхнепалеозойскими и отчасти мезозойскими отложениями верхоянского комплекса, образующими складки северо-восточного простирания. В отличие от сходных в структурном отношении антиклинориев Сихотэ-Алиня, Баджала и др., эта часть Ханкайского массива отличается широким развитием позднепалеозойских гранитных интрузий.

г) Далее к востоку располагается наиболее типичная область геосинклинальной мезозойской (верхоянской) складчатости, для которой характерно развитие отложений верхнекаменноугольных, пермских, триасовых, юрских и нижнемеловых (включая, местами, и низы верхнего мела), соответствующих так называемому верхоянскому комплексу. Складчатые дислокации, имеющие в этой области северо-восточное (от север-северо-восточного до широтного) простирание, развивались унаследованно в течение перми и мезозоя по тем направлениям, которые наметились в конце палеозоя и сохранялись до середины мелового периода. В середине мела вся эта геосинклинальная область стала сушей и интенсивные проявления складчатости прекратились. Глыбовые движения типа коробления земной коры, кое-где сопровождавшиеся разрывами и деформациями пликативного характера, продолжались здесь в конце мела и в кайнозое, сохраняя в самых общих чертах тот же унаследованный план в расположении областей поднятия (соответствующих, в основном антиклинориям в структуре мезозойской складчатости) и областей опускания (в основных чертах повторяющих контуры синклинальных зон мезозойской складчатости).

В мезозойской геосинклинальной области южной части Советского Дальнего Востока мы выделяем шесть антиклинальных зон, имеющих сходное строение:

1) Баджальскую антиклинальную зону, охватывающую хребты Баджал, Ян-Огды и Вандан; 2) Хехцирский антиклинорий в районе хребта Хехцир; 3) Бикинский антиклинорий; 4) Муравьевский антиклинорий, протягивающийся от о-ва Русского на северо-восток через п-ов Муравьева-Амурского и бассейн р. Майхэ на соединение с Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня; 5) Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня (или Сихотэ-Алиньская антиклинальная зона), протягивающийся почти прямолинейно на 900 км от побережья Японского моря в районе рек Сучан и Судзухэ до верховьев притока Амура р. Хунгари, и 6) Прибрежную антиклинальную зону в бассейне рек Судзухэ, Таухэ и в районе Ольги.

Все эти антиклинальные зоны, за исключением Бикинской, сложены главным образом сильно смятыми верхнекаменноугольными и пермскими (отчасти также триасовыми) отложениями, из-под которых местами выступает складчатый фундамент, представленный главным образом протерозоем и, может быть, кембрием. В ядре Бикинского антиклинория преимущественное распространение имеют отложения среднего мезозоя.

Эти зоны, представляющие собой геоантиклинали в геосинклинальной системе мезозойской эры, испытали интенсивную складчатость в перми и триасе и значительное поднятие, начавшееся в это время и продолжавшееся в юре и в меловом периоде. Отсюда поступал обломочный материал в смежные геосинклинали (интрагеосинклинали), где происходило накопление мощных толщ мезозойских терригенных отложений.

Между описанными выше антиклинальными зонами, а также к северу от Баджальского антиклинория и к востоку от Сихотэ-Алиньского антиклинория располагаются синклинальные зоны, соответствующие интрагеосинклиналям мезозойской эры и имеющие довольно близкое строение: 1) Удская синклинальная зона в бассейне р. Уды; она граничит со следующей, Тугуро-Немиленской синклинальной зоной по линии поднятия, протягивающегося от Селемджинского хребта к Шантарским островам; 2) Тугуро-Немиленская синклинальная зона, отделяющаяся от Нижне-Амурской зоны Кербинским антиклинорием, который сложен

докембрием и палеозоем и составляет ответвление вышеописанных структур Ольдое-Селемджинской зоны; 3) Нижне-Амурская синклинальная зона, которая занимает обширное пространство в низовьях Амура и в бассейне Амгуни и, в свою очередь, подразделяется на несколько довольно крупных антиклиналей и синклиналей; 4) прерывистая Биро-Урмийская синклинальная зона, разделяющая Хингано-Буреинский и Баджальский антиклинории; она находит себе продолжение в Верхне-Амгуньском прогибе Нижне-Амурской синклинальной зоны; 5) Хорско-Хабаровская синклинальная зона, развившаяся, возможно, на консолидированном древнем складчатом основании; 6) Даубихинская синклинальная зона по р. Даубихэ; 7) Суйфунская синклинальная зона в бассейне рек Суйфуна и Лефу, развившаяся, повидимому, подобно Хорско-Хабаровской зоне, на консолидированном фундаменте, составляющем продолжение Ханкайского массива; 8) Сучанская синклинальная зона в бассейне рек Сучана и Кангауза и 9) Главный синклинорий Сихотэ-Алиня или Сихотэ-Алиньская синклинальная зона, протягивающаяся восточнее Главного антиклинория Сихотэ-Алиня в полосе, следующей приблизительно вдоль современного водораздела рек, стекающих в сторону Уссури, и рек, текущих на восток к Японскому морю. Во всех перечисленных синклинальных зонах, обычно имеющих сложное строение и состоящих из параллельных антиклиналей и синклиналей, получают большое развитие триасовые (главным образом верхний триас), юрские и нижнемеловые отложения, а местами также и отложения низов верхнего мела (сеноман-турон). Все эти отложения дислоцированы в одних местах согласно, а в других — разделяются поверхностями несогласного налегания на несколько структурных ярусов, при сохранении общего направления складчатости. Время дислокаций падает на среднюю юру, конец нижнемеловой эпохи и верхний мел. Вулканогенные отложения сенона, датского яруса и низов палеогена, а также третичные осадочные толщи залегают на отложениях средних и верхних структурных ярусов верхоянского комплекса (T_3—Cr_1) резко несогласно и дислоцированы в гораздо меньшей степени в результате слабого проявления альпийской (третичной) складчатости.

Д. Области кайнозойской (альпийской) складчатости

Приморская зона третичной складчатости протягивается в узкой полосе по побережью Японского моря от р. Судзухэ до г. Советская Гавань на восточном склоне Сихотэ-Алиня. Аналогичная зона, возможно, имеется в низовьях Амура. Для приморской зоны характерно развитие вулканогенных отложений, принадлежащих к сенону, датскому ярусу и палеогену. Они смяты в складки, более или менее параллельные береговой линии. В структурном отношении эта зона составляет переход от области верхнетретичного и четвертичного поднятия хребта Сихотэ-Алинь к области недавнего опускания, протягивающейся в прибрежной части Японского моря, устанавливаемой по наличию подводных долин и пр.

За пределами описываемой материковой части Дальнего Востока в область кайнозойской складчатости входит остров Сахалин. Здесь различаются уже упомянутые Восточно-Сахалинский и Западно-Сахалинский антиклинории и три крупные тектонические впадины, из коих западная представляет собой часть интрагеосинклинальной зоны Татарского пролива, в которой процессы погружения продолжаются и в настоящее время.

Среди вышеописанной широкой области мезозойской складчатости в пределах перечисленных синклинальных зон в свою очередь обособляются впадины (Артемо-Тавричанская или Угловская, Суйфунская, Нижне-Амурская, Хабаровская, Нижне-Удоминская и др.), в которых имело место накопление мощных кайнозойских терригенных и вулканогенных отложений. В центре таких впадин третичные отложения залегают горизонтально, а по краям в той или иной степени затронуты складчатыми и разрывными дислокациями. Это сближает в структурном и тектоническом отношении такие кайнозойские впадины с геосинклинальными элементами альпийской зоны, имеющей наиболее широкое распространение в островной части Дальнего Востока (о. Сахалин, Курильские острова) и на полуострове Камчатка.

Таким образом, для южной половины Советского Дальнего Востока, как и для других зон мезозойской складчатости Тихоокеанского пояса, характерно развитие выделенного Н. П. Херасковым так называемого верхоянского комплекса отложений, охватывающего отложения верхнекаменноугольного, пермского, триасового (главным образом верхнетриасового), юрского и нижнемелового возраста (*Кропоткин и Херасков*, 1939). В основании этого комплекса обычно устанавливаются докембрийские и кембрийские (Хингано-Буреинский антиклинорий, Сихотэ-Алинь), реже — девонские (Баджальский антиклинорий) отложения. Отложения от архея до девона включительно, в которых дислокации нередко имеют совершенно иное простирание, нежели в породах верхоянского комплекса, мы выделяем в самый нижний структурный этаж, т. е. фундамент зоны мезозойской складчатости.

Верхоянский комплекс расчленяется на несколько структурных этажей (ярусов), разделенных поверхностями несогласного залегания и имеющих различное распространение на описываемой территории. При этом отложения нижних структурных этажей обычно являются более интенсивно и сложно смятыми, тогда как в верхних этажах наблюдается более слабая складчатость. Общий же план дислокаций для всего верхоянского комплекса остается более или менее однообразным, что связано с унаследованным развитием тектонических движений в течение всего тихоокеанского цикла складчатости. Такими естественными структурными этажами в верхоянском комплексе южной части Дальнего Востока являются: а) нижний структурный этаж, охватывающий верхнекаменноугольные и пермские отложения (C_3—P); б) средний структурный этаж, охватывающий отложения верхнетриасовые (а в самой южной части Приморья также и нижний и средний триас), нижнеюрские и иногда среднеюрские (T_3—J_2); в) верхний структурный этаж, включающий главным образом верхнеюрские и нижнемеловые отложения (J_3—Cr_1). В качестве самого верхнего структурного яруса в зоне мезозойской складчатости выделяются верхнемеловые (сеноман-турон) отложения, сравнительно слабо дислоцированные постумными движениями.

В областях кайнозойской или альпийской складчатости (Приморская зона, о-в Сахалин) естественно было принять разделение на следующие структурные этажи: а) самый нижний структурный этаж (фундамент), охватывающий докембрийские и палеозойские образования, подвергавшиеся дислокациям более ранних циклов орогенезиса (A—Pz); б) нижний структурный этаж, охватывающий триас, юру и нижний мел (T—Cr_1); в) средний этаж, в основном включающий верхнемеловые отложения (Cr_2); г) верхний структурный этаж, охватывающий главным образом отложения палеогена (Pg), и д) самый верхний структурный

этаж, обнимающий главным образом верхнетретичные (неоген) и четвертичные отложения (N—Q), дислоцированные в слабой степени.

Перерывы, отмеченные несогласиями, которые разделяют структурные этажи, повидимому соответствуют периодам усиления процессов поднятия положительных (геоантиклинальных) структурных элементов соответствующего времени возможно, что эти же периоды были отмечены усилением пликативных дислокаций и соответствуют так называемым фазам складчатости, отмечаемым в работах ряда геологов (Воларович, 1939).

При составлении тектонической карты Дальнего Востока (фиг. 3) были положены в основу те общие принципы, которые разработаны А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским в 1932—1937 гг. Мы исходили из того, что тектоническое строение складчатых областей в основном иллюстрируется путем разделения территории по возрасту складчатости и выделения крупных антиклинальных и синклинальных элементов структуры. Так, выделяются области: а) докембрийской; б) древнепалеозойской (каледонской и силурийской); в) новопалеозойской (герцинской, уральской); г) мезозойской (тихоокеанской, верхоянской) и д) кайнозойской (альпийской) складчатости.

Изображение крупных антиклинальных и синклинальных структурных элементов складчатых областей достигается путем разделения всего комплекса отложений на несколько структурных этажей (ярусов). При этом структурное положение одновозрастных стратиграфических комплексов оказывается различным в разных складчатых областях. Так, например, дислоцированные верхнекаменноугольные и пермские отложения представляют собой в герцинских складчатых областях верхний структурный ярус новопалеозойской складчатости, а в областях мезозойской складчатости так называемого верхоянского цикла они относятся к нижнему структурному ярусу.

«Первой стадией составления тектонической карты — указывает Н. П. Херасков — является выделение структурных этажей и подэтажей, соответствующих естественным этапам развития страны. Каждый структурный этаж и подэтаж характеризуется осадочными или вулканогенными отложениями... Границы проводятся соответственно по смене в характере отложений (наборе формаций)... По этим границам наблюдаются угловые несогласия, локальные или региональные» (Херасков, 1948).

В таблице условных обозначений на карте (фиг. 3) показан приблизительный стратиграфический объем выделенных структурных ярусов (этажей), обычно отделяющихся друг от друга поверхностями углового несогласия. Границы структурных комплексов, пересеченные интрузивными телами, интерполированы через площади этих интрузий для того, чтобы получилось более простое и рельефное изображение складчатой структуры. Там, где имеется не очень мощный покров почти не дислоцированных верхнемеловых и кайнозойских эффузивов или четвертичных отложений, на карте показана складчатая структура нижележащих комплексов, интерполированная под этим покровом. В тех случаях, когда можно было предполагать, что деформации, создавшие складчатую структуру на крыльях антиклинальных зон, проявились и в ядрах этих антиклинальных зон, уже подвергавшихся складчатости более ранних циклов, мы рассматривали такие ядра, как самый нижний ярус складчатого комплекса.

Складчатая структура поясняется, кроме того, общими условными знаками для осей антиклиналей и условными знаками типа так называемых б а з а л ь н ы х л и н и й, проводимых (по выходам на поверхности) в основании характерных стратиграфических комплексов или же линий, соответствующих выходам маркирующих горизонтов,— например, кремнистых сланцев верхнего палеозоя. Эти линии, так же как и линии, разграничивающие структурные этажи, снабжены бергштрихами, направленными от более древних к более молодым отложениям, т. е. обычно — по падению слоев. Тем самым достигается более рельефное изображение складок. Нанесены также более крупные разрывные нарушения типа надвигов и сбросов.

На тектонической карте не нашли полного отражения те крупные глыбовые, сводовые и мульдообразные структуры, которые сформированы позднетретичными и четвертичными вертикальными движениями на территории складчатых областей различного возраста. Этими новейшими движениями создан, по существу, современный рельеф Дальнего Востока. Как уже указывалось, зонам интенсивного поднятия соответствуют главнейшие возвышенности (хр. Становой, хр. Джугджур, хребты Тукурингра и Джагды, хр. Турана, хр. Буреинский, включая Малый Хинган, Баджальский хребет, хр. Сихотэ-Алинь, Западный и Восточный хребты о-ва Сахалина), а зонам значительного прогибания — главнейшие низменности (Нижне-Амурская низменность, Ханкайско-Уссурийская низменность, озерные впадины нижнего Приамурья, депрессии Татарского пролива и р. Поронай на о-ве Сахалине). Эти структуры, созданные неотектоникой и устанавливаемые по высоте расположения третичных пенепленов (на возвышенностях), по мощности накопившихся мелководных верхнетретичных и четвертичных осадков (на площадях погружения) и другим данным, можно было бы изобразить на отдельной карте новейших движений при помощи линий равного поднятия (так называемых изоанабаз) и равного опускания (так называемых изокатабаз) за верхнетретичное и четвертичное время. На нашу тектоническую схему изолинии новейших движений не были нанесены из-за перегруженности ее легенды и недостатка конкретных цифровых данных о величине вертикального перемещения земной поверхности для значительной части описываемой территории.

Кроме советской территории Дальнего Востока, на фиг. 3 и 5 изображена тектоническая структура о-ва Хоккайдо и части Маньчжурии и Кореи. Многие структурные элементы продолжаются на зарубежную территорию, и без привлечения этих данных не может быть правильно понята геологическая история Дальнего Востока. Для этих областей нами были использованы сводные геологические карты Японии, Кореи и Маньчжурии, опубликованные в 1929—1940 гг., и статьи китайских и японских геологов. Важнейшие из этих материалов указаны в списке литературы (Анерт, 1934; Бубнов, 1947; Ли, 1952; Harao, 1939; Ahnert, 1936; Huang, 1945; Kobayashi, 1933; Saito, 1940; Tan and Wang, 1929).

Глава IV

ОСНОВНЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В пределах описываемой территории имеют распространение отложения всех геологических периодов. Излагая основные данные по стратиграфии Дальнего Востока, мы будем в дальнейшем указывать распространение отложений того или иного возраста по вышеописанным крупным элементам тектонической структуры, контролирующим распределение фаций (см. фиг. 1).

1. ДОКЕМБРИЙ И НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Докембрий выступает на поверхность в пределах Алданского и Ханкайского массивов и Хингано-Буреинского и Баджальского антиклинориев, частично также на Зейско-Буреинской плите (главным образом в ее южной половине), в антиклинальных ядрах Ольдое-Селемджинской зоны (хр. Тукурингра), в северной и южной частях Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и в южной части Прибрежной антиклинальной зоны; нижний палеозой выступает главным образом в северной части Зейско-Буреинской плиты, в Ольдое-Селемджинской зоне и на Ханкайском массиве.

В табл. I приведена схема сопоставления разрезов протерозоя и нижнего палеозоя (кембрия и силура), установленных различными авторами (Кропоткин, 1949). Наиболее разработанными являются стратиграфические разрезы Ханкайского массива (Кропоткин, 1949; Солоненко, 1948, 1950), Малого Хингана (Музылев, 1938-б; Данилович, 1937; Воларович, 1939), юго-западной части Баджальского антиклинория (реки Кур и Урми; — см. Лазарев, 1939-а; Атаманчук, 1941-ф), Зейско-Буреинской плиты (Нагибина, 1951-ф; Онихимовский, 1941-ф; Федорцев и др., 1939-ф; Макаренко, 1938) и окраины Алданского массива (Матвеев и др., 1942-ф; см. Труды ДВБАН, 1948; Леонтович, 1937; Ярмолюк, 1947-б-ф). В каждом столбце таблицы приведена без изменения та последовательность древних толщ, которую устанавливают авторы, но определение возраста этих толщ дано в соответствии с позднейшими находками кембрийской фауны, сделанными П. Н. Кропоткиным в Спасском районе (археоциаты, водоросли и ближе неопределимые трилобиты; Кропоткин, 1949) и К. А. Львовым в железорудной толще Малого Хингана (нижнекембрийские брахиоподы и пелециподы). Стратиграфическая схема по Ольдое-Селемджинской зоне и Зейско-Буреинской плите представлена по данным М. С. Нагибиной. В ряде случаев определение возраста, принятое в нашей таблице, расходится с прежними определениями различных исследователей, описывавших одинаковые разрезы древних

немых толщ то как докембрийские, то как палеозойские. Протерозойский возраст ниманской толщи Буреинского хребта подтверждается тем, что в 1941 г. Н. П. Саврасовым по р. Ниман в известняке среди метаморфической толщи были найдены водоросли (*Conophyton*) такого же типа, как и те, которые в Аяно-Майском районе имеют распространение вместе с *Collenia* в отложениях верхнего протерозоя (Раков, 1943-ф). На Малом Хингане водоросли в районе Ново-Дитурского месторождения были обнаружены Р. Ю. Эпштейном в доломитах мурандавской свиты; это также, повидимому, указывает на верхний протерозой.

Сопоставление и стратиграфическая датировка разрезов докембрия и нижнего палеозоя Южного Приморья (Беляевский и Принада, 1947-ф; Берсенев, 1950-ф; Лобачев, 1949-ф), верховьев Буреи и района хребта Эзоп (Жилин, 1943-ф; Труды ДВБАН, 1948; Атаманчук, 1939-ф и др.), верховьев Амгуни (Саврасов, 1940-ф; см. Труды ДВБАН, 1948), Кербинского района (Раков, 1943-ф), Харгу-Селемджинского и Шавли-Селемджинского районов (Раков, 1942-ф; Кириллов и Онихимовский, 1945-ф; см. Труды ДВБАН, 1948), Тугурского полуострова и Шантарских островов (Красный и Ганешин, 1948-ф) является гораздо менее обоснованным и должно рассматриваться лишь как предположение, соответствующее современному уровню наших знаний. В некоторых случаях эта неопределенность в датировке возраста отмечена на табл. I знаком вопроса.

Фаунистически доказанный кембрий, помимо уже указанных районов — Ханкайского (около г. Спасска-Дальнего) и Мало-Хинганского (Кимкан), обнаружен теперь и в восточной части Ольдое-Селемджинской зоны, где Л. И. Красным недавно найдена фауна археоциат.

Силурийские отложения, давно известные на Китайской платформе (морской нижний силур Кореи, Ляодунского полуострова и смежных частей южной Маньчжурии) и в западной половине Сибирской платформы, постепенно, благодаря находкам фауны в различных пунктах Приамурья и Охотского побережья, обнаруживаются в пределах Ольдое-Селемджинской зоны и Зейско-Буреинской плиты. Нижний силур известен из разрезов по р. Омутной (фауна *Orthis calligramma;* Казанский, 1915) в западной части Ольдое-Селемджинской зоны и по р. Мамын (Макаренко, 1938) в северной половине Зейско-Буреинской плиты. Верхнесилурийская фауна обнаружена уже давно П. А. Казанским и другими на той же р. Омутной (кораллы, брахиоподы и трилобиты в верхней части омутнинской свиты; Казанский, 1915; Яковлев, 1948), на р. Крестовке в районе Большого Невера (Лучицкий и Крестовников, 1950), на р. Мамын (Макаренко, 1938), р. Норе (мшанки и брахиоподы; Нагибина, 1953), р. Ниман (черные сланцы с мшанками и граптолитами; Онихимовский, Труды ДВБАН, 1948) и, наконец, в Аянской ветви Ольдое-Селемджинской зоны на побережье Охотского моря к северу от мыса Борисова (Антонов, 1937-ф).

Таким образом, возрастная датировка разрезов докембрия и нижнего палеозоя южной части Советского Дальнего Востока базируется на сравнительно небольшом числе находок верхнепротерозойских (синийских) и кембрийских водорослей, кембрийских археоциат, брахиопод и трилобитов, и силурийских мшанок, брахиопод, кораллов и граптолитов.

Характеристика петрографического состава докембрийских и нижнепалеозойских отложений приведена в табл. I. Во избежание повторений мы ограничимся в тексте лишь некоторыми выводами из этой таблицы.

Схема сопоставления разрезов докембрия и нижнего палеозоя Таблица I

Отделы		Сибирская платформа, Учуро Майский район	Хингано Буреинский антиклинорий, Малый Хинган	Ханкайский массив, р. Уссури	Ханкайский массив, Спасский район	Южная Маньчжурия	Корея
Средний или нижний палеозой			Биробиджанские граниты	Граниты Шмаковки	Граниты		
Нижний силур						Известняки, доломиты, сланцы	Известняки, сланцы с фауной S_1
Кембрий	Верхний	Песчаники и плитчатые известняки				Известняки Cm_3	
	Средний	Плитчатые известняки, мергелистые сланцы (600 м) Известняки и мергели (100 м) Перерыв				Известняки Cm_2^3 Известняки и сланцы с трилобитами Cm_2^1 и Cm_2^2	Известняки с фауной Cm_2
	Нижний (включая может быть и низы Cm_2)	Битуминозные сланцы и известняки. Пестроцветные известняки (30—60 м). Юдомская свита — доломиты, известняки, в низах — песчаники (300—400 м)	Лондоковская свита — известняки, издающие запах сероводорода (500—1000 м) Рудоносная свита — кремнистые и углисто-глинистые сланцы, железистые кварциты (1000 м). Вверху фауна брахиопод	*Известняки, издающие при ударе запах сероводорода (300—700 м)*	*Известняки с водорослями, археоциатами и трилобитами Cm_1 или низов Cm_2 (200—600 м)*	*Пестрые сланцы с линзами известняков Cm_1*	*Известняки, кварциты и сланцы*
		Размыв		Размыв	Размыв	Размыв	Размыв (местами)
Протерозой	Верхний	Кандыкская свита (600 м) — песчаники и песчано-глинистые сланцы Лахандинская свита (до 600 м): в верхней части известняки, частью битуминозные и с водорослями; в нижней части — глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, мергели, сидериты Цыпандинская свита (220—450 м) — доломиты с водорослями колленна	Мурандавская свита — доломиты (700 м)	Известняки, доломитизированные известняки (80—400 м)		Известняки с водорослями колленна, доломиты, кварциты (2000—3000 м)	Известняки Шидогу с колленна в верхних горизонтах
	Средний	Малгинская свита (10—150 м) — пестроцветные известняки; в верхней части свиты — горючие сланцы и битуминозные известняки Майская свита (240 м) — песчаники, гравийные кварцевые песчаники, сланцы, в нижней части — конгломераты	Игничинская свита — зеленые (серицит-хлоритовые) сланцы, песчаники (600—1500 м)	*Зеленые глинистые, серицитовые и хлоритовые сланцы (500 м)*		*Филлиты, кремнистые сланцы, кварциты (3000 м)*	Кварциты и филлиты Чокки
	Нижний (условно)	Размыв	Небольшое несогласие	Размыв (?)		Угловое несогласие	Угловое несогласие
		Учурская свита (до 1500 м): верхняя часть — известняки и мергелистые известняки Средняя часть — песчаники с прослоями мергелистых известняков и сланцев Нижняя часть — пестроцветные аркозовые песчаники, кислые эффузивы	Союзненская свита — графитистые известняки, слюдистые и амфиболовые сланцы (700—2800 м)	Кварцево-графитистые, серицитовые и хлоритовые сланцы, графитистые известняки (2500 м)	Слюдяные и кварцево-графитистые сланцы, гематитовые кварциты	Свита Аншань — конгломераты, сланцы, железные руды Система Ляохэ — филлиты, доломиты, известняки, хлоритовые сланцы	Размыв (?)
Архей		Несогласие	Несогласие	Несогласие	Несогласие (?)	Несогласие	Граниты Кокулиан
		Гнейсы и гранито-гнейсы	Биотитовые гнейсы	Гнейсы биотитовые, карбонатно-диопсидовые и др.	Гнейсы, биотитовые кварциты	*Гранито-гнейсы*	*Слюдяные, сланцы, мраморы, амфиболиты, гнейсы*

Архейские отложения известны на Алданском и Китайском щитах, в пределах Ханкайского массива и Зейско-Буреинской плиты и в антиклинальных ядрах Ольдое-Селемджинской зоны, Хингано-Буреинского и Баджальского антиклинориев и Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Отделение архея от протерозоя во всех этих районах имеет условный характер и разработка стратиграфии докембрия еще потребует здесь немалых усилий. Архей представлен глубоко метаморфизованными породами (разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и мраморы) и во всех указанных районах отделен значительным размывом и несогласием от вышележащих протерозойских отложений.

Перерыв между археем и протерозоем отмечен в большинстве случаев внедрением крупных гранитных интрузий (гнейсированные биотитовые граниты, роговообманковые ортогнейсы, инъекционные гнейсы в Кур-Урмийском районе, кроме того — микроклиновые граниты).

Протерозойские отложения в одних случаях образуют непрерывный разрез, в других разделяются несогласием, которое условно принято нами как граница нижнего и среднего протерозоя (Малый Хинган).

Верхняя часть протерозоя, т. е. синийская система, залегает во всех случаях почти согласно с кембрийскими отложениями, будучи отделена от них небольшим и не везде установленным размывом. Это позволяет объединять протерозойские и кембрийские отложения в единый хинганский комплекс, характерный для Дальнего Востока.

Для нижнего протерозоя характерны более значительный метаморфизм пород (слюдяные сланцы и мраморы) и распространение карбонатных и графитистых разностей (графитистые известняки союзненской свиты Малого Хингана, графитистые известняки и сланцы Тамгинского и Хорольского районов на Ханкайском массиве, черные графитистые филлитовидные сланцы Кур-Урмийского района и верховьев Амгуни и Правой Буреи).

Средний протерозой, представленный на Китайском щите главным образом филлитами и кварцитами, в разрезах Советского Дальнего Востока состоит преимущественно из кварцево-хлоритовых и серицитовых сланцев, образовавшихся за счет метаморфизма глинистых, песчано-глинистых пород и вулканогенных пород (зеленые сланцы).

Верхнепротерозойская карбонатная толща, столь широко представленная на Китайской платформе отложениями синийской системы — известняками с *Collenia,* доломитами и кварцитами, сохранилась от размыва у нас лишь в разрезах Малого Хингана, северной части Ханкайского массива (так называемая мурандавская свита) и Зейско-Буреинской плиты. Но и в этих разрезах можно наблюдать на коротком расстоянии выклинивание верхнепротерозойских доломитов мурандавской свиты, повидимому связанное с предкембрийским размывом.

В восточной части Сибирской платформы к нижнему протерозою вероятно относится учурская свита, представленная континентальными фациями (красноцветные песчаники) и прибрежно-морскими фациями (мергелистые известняки и мергелистые сланцы; см. Матвеев и др., 1942-ф; Тр. ДВБАН, 1948). Она отделена размывом от вышележащей майской свиты, которая выше по разрезу сменяется мощной серией карбонатных пород. Верхняя часть этой карбонатной серии, повидимому, принадлежит к синийской системе и трансгрессивно перекрыта известняками, содержащими трилобиты нижнего и среднего кембрия.

Нижний кембрий на Малом Хингане и в пределах Ханкайского массива представлен кремнистыми и глинистыми породами так называемой рудоносной свиты, в которой местами содержатся прослои железистых

кварцитов, а средний кембрий или верхи нижнего кембрия — известняками лондоковской свиты. Ордовик (главным образом S_1^3) р. Норы содержит, по В. В. Онихимовскому, много вулканогенных пород — порфиритов, туфов — среди песчано-глинистых терригенных отложений. Верхний силур р. Норы и Охотского побережья заключает мощные пачки известняков и углисто-глинистых сланцев, но в основном сложен однообразным чередованием песчаников и сланцев с преобладанием глинистых пород. Судя по этим единичным разрезам, для силура Ольдое-Селемджинской зоны и Зейско-Буреинской плиты, в отличие от Китайской платформы, характерно резкое преобладание терригенных пород над карбонатными, присутствие мощного комплекса верхнесилурийских отложений (в значительной части — вулканогенных) и большая суммарная мощность осадков. Так, например, на р. Норе мощность силурийских отложений ($S_1^3 + S_2$) достигает 4200 м. Как показали исследования М. С. Нагибиной, к силуру вероятно относится значительная часть широко распространенных в Ольдое-Селемджинской толще немых флишоидных песчано-сланцевых отложений, представляющих однообразную перемежаемость рассланцованных песчаников и глинистых и песчано-глинистых филлитовидных сланцев с прослоями кварцитов и, иногда, известняков. Эти мощные флишоидные отложения часто объединялись под названием селемджинской толщи.

Из полезных ископаемых с отложениями докембрия и нижнего палеозоя связаны: цементное сырье (известняки) и стройматериалы, железные и марганцевые руды, графит, магнезит. Чистые по своему составу известняки широко распространены в нижнем протерозое, кембрии (район Спасска), отчасти в силурийских отложениях.

Месторождения графита приурочены главным образом к нижнепротерозойской толще (союзненская свита — месторождения у с. Союзного на Амуре и у сел. Тамга на р. Уссури), но встречаются, по В. П. Солоненко и другим, и в более высоких горизонтах докембрия.

Магнезит в районе Малого Хингана образует ряд месторождений типа линз или пластовых тел среди доломитов мурандавской свиты верхнего протерозоя. Геологическая обстановка этих месторождений во многом напоминает обстановку, характерную для крупнейших магнезитовых месторождений Южной Маньчжурии, также связанных с доломитовой толщей докембрийского возраста. По мнению некоторых геологов, как южноманьчжурские, так и малохинганские магнезиты могут иметь осадочное происхождение, будучи генетически связаны с вмещающими их доломитами (Музылев, 1938-б). Нам представляется, однако, более вероятным гидротермальное происхождение магнезитов Малого Хингана, которое могло быть связано с циркуляцией термальных вод по доломитам вдоль пластовых трещин, обогащением этих вод ионами Mg и CO_3 за счет растворения доломита $MgCa(CO_3)_2$ с последующим выпадением магнезита, как наименее растворимого карбоната, по мере уменьшения температуры восходящих растворов.

Железные руды (Малый Хинган, р. Уссури) и марганцевые руды (Малый Хинган) осадочного происхождения, в той или иной степени метаморфизованные, известны в нижнекембрийской рудоносной свите, рассматривавшейся большинством прежних исследователей как верхний докембрий (Доброхотов, 1936; Ткалич, 1935; Тебеньков, 1939; Тебеньков, 1945). Поиски бокситов были бы целесообразны в областях развития протерозойских и кембрийских карбонатных толщ, среди связанных с ними терригенных осадков (по аналогии с районами Саяна и др.)

2. СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ (ДЕВОН И НИЖНИЙ КАРБОН)

Отложения среднего палеозоя, точнее — девона и (в одном районе) нижнего карбона достоверно доказаны только в Ольдое-Селемджинской зоне, на Зейско-Буреинской плите и в Баджальском антиклинории. Среднепалеозойские отложения имеются в северной Маньчжурии (S_2, D_1, D_2, C_1; см. Ли, 1952) в геосинклинальной области Большого Хингана, но их нет в ближайших частях Китайской платформы (в Корее и в южной Маньчжурии) и, повидимому, их нет в пределах складчатой системы Сихотэ-Алиня. Сопоставление разрезов среднего палеозоя приведено в табл. II.

Фауна верхнего силура или нижнего девона найдена В. И. Серпуховым в черных сланцах рч. Джагдони, притока р. Шавли, на северном склоне Селемджинского хребта (Серпухов, 1931-ф) и А. А. Кирилловым на р. Ниман (Тр. ДВБАН, 1948). Нижний девон фаунистически охарактеризован в разрезах по Большому Ольдою (ефимовская свита с фауной брахиопод и трилобитов, характерной для верхов кобленцкого яруса D_1^1; В. Н. Яковлев, 1948) и в бассейне р. Деп (брахиоподы).

Средний девон известен в разрезах по той же р. Б. Ольдой (криноидно-коралловые известняки эйфельского яруса, ольдойская свита с брахиоподами верхней части живетского яруса), по р. Уркану (по В. Н. Звереву и позднейшим сборам М. С. Нагибиной здесь определены брахиоподы живетского яруса, возможно — его верхней части), в бассейне р. Деп (нижние известняки с кораллами эйфельского яруса D_2^1, верхние известняки с мшанками, брахиоподами и кораллами живетского яруса D_2^2, по Федорцеву и др. 1939-ф; Нагибина, 1953), в Кур-Урмийском районе (граувакковая свита с брахиоподами верхов живетского яруса, мшанками и кораллами, описанная Д. В. Ивановым в 1894 г. и затем изучавшаяся А. З. Лазаревым и А. Ф. Атаманчуком) и на Шантарских островах (граувакково-песчаная свита с известняками, содержащими брахиоподы и табуляты живетского яруса, по Л. И. Красному, 1948-ф).

Верхний девон был уже давно установлен П. А. Казанским по р. Тахтамыгде в западной части Ольдое-Селемджинской зоны (брахиоподы, кораллы) и обнаружен в восточной ее части на Охотском побережье около бухты Аян К. И. Богдановичем. Позже эти разрезы Аянского девона были подробно изучены А. А. Леонтовичем и Н. А. Раковым (Тр. ДВБАН, 1948; Леонтович и Раков, 1938—1939-ф; Антонов, 1937-ф).

Нижний карбон доказан только в западной части Ольдое-Селемджинской зоны по рекам Уруше и Ольдою (бургалинская свита с брахиоподами турнейского яруса C_1^1, по В. Н. Яковлеву, 1948). В южной части Дальнего Востока имеются указания на находки фауны среднего палеозоя, требующие проверки. Так, В. П. Нехорошев по сборам П. И. Гнеушева из известняков р. Пенча (в западной части Ханкайского массива) определил три рода мшанок, свойственных, по его мнению, девону, в меньшей степени, карбону и уже никак не перми (Гнеушев и др., 1938-ф). Однако из этого же горизонта Д. Ф. Масленников определил богатую фауну брахиопод и др., как нижнепермскую. Г. П. Воларович указывает на находку определенной Д. В. Наливкиным визейской формы *Broductus* ex gr. *giganteus* в известняках горы Зарод на восточном склоне Сихотэ-Алиня (Прибрежная антиклинальная зона; см. Воларович и Скороход, 1935). Однако при повторных сборах фауны, произве-

Схема сопоставления разрезов среднего палеозоя

Таблица II

Отделы			Западная часть Ольдое-Селемджинской зоны		Зейско-Буреинская плита	Биро-Урмийская зона	Восточная часть Ольдое-Селемджинской зоны		
			Район Сковородино		р. Деп—р. Ниман	р. Урми	хр. Селемджинский	Шантарские острова	Охотское побережье
Карбон	Средний и верхний		Темные глинистые сланцы с растительными остатками и волноприбойными знаками	Свыше > 1000 м					
	Нижний		Черные глинистые сланцы						
			Глинистые известковистые песчаники с фауной						
Девон	Верхний		Известково-глинистые сланцы, кремнистые песчаники Серые криноидные известняки, известковистые песчаники, песчано-глинистые и кремнистые сланцы		Серо-зеленые песчанистые сланцы и песчаники с брахиоподами и криноидеями D_3 (1200 м)			Перевальнинская свита — кремнистые сланцы, кварциты, песчаники, глинистые сланцы (1700 — 1900 м) Свита м. Радужного — разноцветные кремнистые сланцы, яшмы, прослои известняков, кварцитов, песчаников и зеленокаменных пород (900 м)	Переслаивающиеся грубоплитчатые серые известковистые сланцы и тонкозернистые песчаники с фауной верхнего девона
	Средний		Ольдойская свита—ракушечные известняки, желто-серые известковистые песчаники. Обильная фауна верхов D_2^2		Серые известняки с обильной фауной криноидей и мшанок верхов живетского яруса (300 м) Зеленые кварциты (90 м) Коралловые известняки (24 м)	Граувакковая свита— плитчатые песчаники, песчано-глинистые, известково-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы. Фауна D_2^2 (400 — 1000 м)	Джагдинская свита	Глинистые сланцы и песчаники (1200 м) Кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы красные и серые; окремнелые песчаники (800 м)	Граувакковые и полимиктовые песчаники с прослоями кремнистых сланцев, кварцитов, известняков (с фауной), туффитов, туфо-конгломератов (1100 м)	Тонкоплитчатые буровато-красные и зеленые глинистые, частью известковистые сланцы (500 м)
			Размыв						
			Криноидно-коралловые известняки		Серо-зеленые сланцы и песчаники (40 м)	Базальная свита—серые песчаники с прослоями сланцев, эффузивов и конгломератов (600 — 800 м)		Песчано-глинистые и глинистые сланцы (600 м) Массивные полимиктовые и кварцево-аркозовые песчаники (800 м)	Свита м. Горбатого — конгломераты, линзы известняков и доломитов, рассланцованные метаморфизованные диабазы, спилиты, туфы (900—1000 м)	Серые тонкоплитчатые известняки, глинистые сланцы, прослои черного углистого известковистого сланца (100 м)
									Среднезернистые желтовато-серые кварциты
	Нижний		Размыв Известняки с кальцеола Ефимовская свита — аркозовые песчаники, известняки с фауной (1000 м) Серо-зеленые глинистые сланцы с *псилофитами (?)* (600 м)		Известняки пахучие, известково-глинистые сланцы с криноидеями и кораллами (25 м) Известняки с фауной, конгломераты (50 м) Кварциты с фауной с прослоями кремнисто-слюдистых песчаников и песчанистых сланцев (500 м)			?	
Силур	Верхний	Омутнинская свита	Известково-глинистые, мергелистые сланцы, известняки, издающие запах сероводорода		Серицито-хлоритовые, кремнисто-хлоритовые сланцы и глинистые филлитовидные сланцы. (Фауна S_2 на р. Мамын)		Селемджинская толща	Частая перемежаемость глинистых сланцев, песчано-глинистых сланцев и песчаников. Прослои кварцитов (1400—1500 м)	Верхнеламская свита: глинисто-серицитовые, глинисто-хлоритовые сланцы, кварциты, зеленокаменные породы (метаморфические диабазы, спилиты) (1400—1700 м)	Известковистые породы (массивные мраморизованные известняки с прослоями доломитов)
	Нижний		Кварциты, известковистые песчаники, сланцы с фауной нижнего силура Светлые кварциты с прослоями песчано-глинистых пород Граувакковые кварциты					Рассланцованные кварцево-аркозовые и полимиктовые песчаники (1200 м)		

Таблица III

Схема сопоставления разрезов верхнего палеозоя

Отделы		Хингано-Буреинский антиклинорий	Биро-Урмийская зона	Баджальский антиклинорий	Ханкайский массив	Даубихинская зона	Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня		Главный синклинорий Сихотэ-Алиня	Прибрежная антиклинальная зона
		Хр. Большие Чурки	рр. Кур, Урми	Хр. Ванда на	р. Монгугай		Средняя часть	Южная часть	Северная часть	Ольго-Тетюхинский район
Мезозой			Верхнетриасовые или нижнеюрские отложения	Мезозойские отложения			Мезозойские отложения	Триасовые или юрские отложения	Мезозойские отложения	Верхнетриасовые отложения
Верхний палеозой	Верхняя пермь	Несогласие	Несогласие	Несогласие (?)		2. Зеленоватые туфогенные песчаники и сланцы (450 м) 1. Бурые и черные глинистые сланцы и песчаники (400 м)	Несогласие Кварцевые порфиры, туфы, туфобрекчии, лавобрекчии	Песчано-сланцевая (сицинская) свита — косослоистые песчаники, песчано-глинистые, глинистые, углистые сланцы с флорой. Конгломераты (250 м) Песчано-туфо-сланцевая свита (находкинско-калузинская)— песчано-глинистые породы, конгломераты, туфогенные породы, эффузивы Кремнистые породы, линзы известняков с фауной (750—800 м) Песчано-известняковая (чандалазская) свита — песчаники, сланцы с линзами известняков с фауной форминифер P_2^1 Конгломераты, брекчии (300—350 м)	Несогласие Кремнистые сланцы, яшмы с радиоляриями. Прослои песчано - глинистых сланцев и аркозовых песчаников. Внизу в песчаниках прослои темносерых известняков с фауной фораминифер верхней перми	Несогласие Полимиктовые и аркозовые песчаники, песчано - глинистые и кремнисто-глинистые сланцы (500 м)
	Нижняя пермь	Верхняя свита — песчаники, алевролиты с растительными остатками, прослои известняка (с мшанками C_3—P_1), конгломерата	5. Песчаники, глинистые и песчанистые сланцы с косой слоистостью (500 м) 4. Кремнистые, кремнисто-глинистые и песчано-глинистые сланцы, яшмовидные сланцы (с фауной Pz_3) (1100 м) 3. Зеленокаменные туфогенные сланцы, диабазы, глинистые сланцы, известняки с фораминиферами (400—1500 м) 2. Серые и черные глинистые и песчано-глинистые сланцы, прослои известняков (с фауной), кремнистые сланцы и др. (1500 м)	4. Болонская свита — аргиллиты, сливные песчаники, глинистые сланцы, глинистые песчаники 3. Диргинская свита — известняки, мергелистые сланцы, песчаники 2. Ванданская свита — кремнистые сланцы серые, красные, зеленые, желтые, фиолетовые с залежами марганцовых руд, с прослоями филлитовых глинистых сланцев зеленых и красновато-серых (радиолярии верхнего палеозоя) Туфогенные сланцы серо-зеленые и красные	3. Глинистые сланцы с линзами кварцитовидных песчаников 2. Аркозовые и нормальные песчаники с пластами темных глинистых сланцев и линзами туфогенных песчаников 1. Полевошпатовые порфиры, зеленые туфы, туфоконгломераты с подчиненными пачками туфогенных песчаников, известняков (с фауной мшанок, брахиопод)	3. Аркозовые туфогенные и известковистые песчаники, песчанистые сланцы, туфы, известково - глинистые сланцы, известняки (с фауной P_1) (370 м) 2. Конгломераты и черные известково-глинистые сланцы (с фауной) (130 м) 1. Туфогенные конгломераты, аркозовые песчаники, известняки с фауной (C_3 — низы P_1) (0—50 м)	Песчаники, алевролиты, песчано-глинистые сланцы с прослоями известняка с фауной фораминифер P_1 Кремнистые сланцы, яшмы с прослоем песчаника в средней части. Фауна радиолярий и фузулин Переслаивание песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев, филлитов. Порфириты, кварцевые порфириты, диабазовые порфириты, туфы	Свыше 5000 м Континентально-морская свита. Песчано-глинистые, иногда окремнелые сланцы, песчаники, алевролиты; прослои угля в нижней и средней частях; в верхней— прослои известняков с фауной P_1	Чередование песчаников, песчано-глинистых и кремнистых сланцев. Метаморфизованные аркозовые песчаники глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники. Филлиты, филлитовидные сланцы с прослойками роговообманково-хлоритовых и серицито - хлоритовых сланцев	Толща кремнистых сланцев (с радиоляриями), переслаивающихся с темносерыми глинистыми сланцами, песчанистыми сланцами, глинистыми песчаниками и редкими покровами порфиритов (2000 м)
	Верхний карбон	Нижняя свита — алевролиты, песчаники, глинистые песчаники и сланцы, прослои известняков; в основании конгломерат	1. Песчаники, конгломераты (350 м)	1. Песчаники грубозернистые и мелкозернистые желтовато-серые		3. Песчано-глинистые сланцы, кварцитовидные песчанистые сланцы, серые и черные кремнистые сланцы (до 700 м) 2. Черные углистые, графитистые сланцы, песчаники, конгломераты (500 м) 1. Базальный конгломерат (50 м)		Кремнисто-сланцевая свита — углисто-графитистые, песчано-глинистые сланцы, яшмовидные породы, кварцитовидные песчаники и тонкоплитчатые кремнистые сланцы с радиоляриями (150—1500 м)		Известняки горы Зарод с криноидеями, мшанками, кораллами и фораминиферами, прослои кремнистых пород (250 м)
Средний палеозой или более древние отложения		Несогласие Девонские (?) отложения или хинганский комплекс (Prz + Cm)	Несогласие Девонские отложения или докембрий	?			Несогласие Кристаллические сланцы докембрия	Несогласие Кристаллические и метаморфические сланцы докембрия	Несогласие Метаморфические сланцы нижнего палеозоя	Известняки горы Зарод с брахиоподами C_1^2 (?)

денных нами на горе Зарод, обнаружены только кораллы, мшанки и простейшие, указывающие на верхнекаменноугольный или нижнепермский возраст (Кропоткин и Салун, 1948; Миклухо-Маклай, 1947). Возможно все же, что в юго-восточной части Сихотэ-Алиня, по своим фациям и фауне обнаруживающей сходство с разрезами Японских островов, появляются и нижнекаменноугольные морские отложения, известные в Японии.

Палеозойская геосинклинальная область, охватывавшая всю Ольдое-Селемджинскую зону (вместе с Удской зоной, заключенной между Аянской и Шантарской ветвями Ольдое-Селемджинской зоны) и значительную часть Хингано-Буреинского и Баджальского антиклинориев (вместе с расположенным между ними Биро-Урмийским прогибом), продолжалась, с одной стороны, на запад, в Забайкалье и Монголию и, с другой — далеко на северо-восток, в зону северного побережья Охотского моря и бассейна р. Колымы. Для этой геосинклинальной области особенно характерно в разрезах среднего палеозоя развитие верхнеживетских слоев с фауной, соответствующей гамильтонскому ярусу Северной Америки. Из табл. II видно, что средний палеозой описываемой области представляет собой типичные геосинклинальные отложения большой мощности, сложенные на западе (реки Ольдой, Деп) главным образом терригенными и карбонатными породами, а на востоке (реки Кур, Урми, Шантарские острова) также и вулканогенными образованиями. В восточных разрезах имеют большое распространение основные эффузивы (диабазовые порфириты, спилиты), подвергшиеся зеленокаменному изменению, их туфы, туффиты, граувакковые песчаники и разноцветные кремнистые сланцы и яшмы с радиоляриями. Мощность девонских отложений на р. Деп достигает 2200 м, р. Урми — 1200—1800 м, на Шантарских островах — 4800 м.

Из полезных ископаемых с толщами среднего палеозоя, помимо известняков (цементное сырье), связаны месторождения марганца и железных руд (Ярмолюк, 1949-ф; Кириллов и Онихимовский, 1945-ф; Ульянов, 1936-ф).

3. ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ (СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ КАРБОН, ПЕРМЬ)

Область распространения на Дальнем Востоке верхнего палеозоя, т. е. верхнего карбона и перми, резко отличается по своим контурам от области распространения среднепалеозойских отложений и более соответствует контурам мезозойских бассейнов. Как уже указывалось, в складчатых областях восточной Азии верхний палеозой в стратиграфо-тектоническом отношении объединяется с мезозоем (до нижнего мела включительно) в так называемый верхоянский комплекс отложений, по времени соответствующий верхоянскому или тихоокеанскому циклу складчатости (Кропоткин и Херасков, 1939). На табл. III показано сопоставление разрезов верхнего палеозоя, а на табл. IV — сопоставление разрезов мезозоя.

Верхний палеозой в южной части Дальнего Востока имеет распространение главным образом в пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, Баджальской зоны, Муравьевского антиклинория, Прибрежной антиклинальной зоны юго-восточного Приморья и в западной части Ханкайского массива.

В настоящее время наиболее изученные разрезы верхнего палеозоя, с выделением нескольких палеонтологически обоснованных горизонтов, описаны Д. Ф. Масленниковым, Н. А. Беляевским и др. по Сучанскому

району (южная часть Главного антиклинория Сихотэ-Алиня; Масленников, 1948), П. Н. Кропоткиным в Ольго-Тетюхинском районе (Приморская антиклинальная зона; см. Кропоткин и Салун, 1948), З. В. Сидоренко по р. Даубихэ (Даубихинская синклинальная зона), А. З. Лазаревым в бассейне рек Кур и Урми (Баджальский антиклинорий; Лазарев, 1936-ф) и на Ханкайском массиве (Лазарев, 1934-ф).

По фаунистическим данным в разрезах этих районов устанавливаются отложения верхнекаменноугольного и нижнепермского возраста и низов верхней перми. Верхнепалеозойские ископаемые, не позволяющие определить возраст пород более точно, чем C_3-P_1, обнаружены в восточной части Ольдое-Селемджинской зоны (флора C_3 или P_1 в черных глинистых сланцах около Аяна, по А. А. Леонтовичу и Н. А. Ракову; см. Труды ДВБАН, 1948), в хребте Большие Чурки в южной части Хингана (мшанки C_3-P_1; Маслов, 1939), в Баджальском антиклинории (радиолярии Pz_3 в кремнистых сланцах р. Горюн, по Н. П. Саврасову), в Хехцирском антиклинории (*Neoschwagerina* и радиолярии, по Э. Анерту; см. Леонтович и др., 1932) и в средней части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (фузулиниды и радиолярии; Воларович и Скороход, 1935).

Верхнекаменноугольный возраст установлен по комплексу фауны кораллов, мшанок и фораминифер для известняков юго-восточного Сихотэ-Алиня (Кропоткин и Салун, 1948; Миклухо-Маклай, 1947), по мшанкам для самых нижних горизонтов верхнепалеозойских отложений южного окончания антиклинория Сихотэ-Алиня (юзагольская свита Н. А. Беляевского и В. Д. Принады) и по фораминиферам — для нижних горизонтов разреза верховьев р. Тадуши (Миклухо-Маклай, 1952).

Нижние горизонты нижнепермских отложений, прежде определявшиеся как верхи карбона, устанавливаются по фауне брахиопод на р. Даубихэ и по фауне кораллов и комплексу растительных остатков в районе Таудеминской антиклинали на южном окончании антиклинория Сихотэ-Алиня (верхнесучанская свита Д. Ф. Масленникова). Нижнепермская фауна брахиопод, мшанок, фораминифер и, местами, кораллов найдена в бассейне рек Кур и Урми в зоне Баджальского антиклинория (Лазарев, 1936; Атаманчук, 1940-ф), на р. Даубихэ (Сидоренко, 1933-ф; Кропоткин, Салун и Суворов, 1947-ф), в западной части Ханкайского массива (в Гродековском районе по А. З. Лазареву, а также в районе рек Монгугай и Кедровая Падь; см. Смирнова, 1939); на полуострове Муравьева-Амурского и в Сучанском районе (Воларович и Скороход, 1935).

Верхнепермские отложения лучше всего изучены в южной части антиклинория Сихотэ-Алиня, в Сучанском районе, где, повидимому, имеются два горизонта верхнепермских известняков — нижний, отвечающий низам верхней перми (P_2) или верхам нижней перми, охарактеризованный фауной брахиопод, кораллов и фораминифер, известный под названием чандалазской или долиолиновой свиты (Масленников, 1948) и верхний (P_2^3 — находкинская свита Н. А. Беляевского и В. Д. Принады), содержащий главным образом брахиоподы. Кроме того, верхнепермские отложения известны по находкам брахиопод в пределах Муравьевского антиклинала в Шкотовском районе, по фораминиферам — в верховьях р. Тадуши (Прибрежная антиклинальная зона; Кропоткин и Салун, 1948) и в северной части Главного синклинория Сихотэ-Алиня на р. Кабули (Елисеева и Соснина, 1952). Пермские фораминиферы обнаружены в средней и северной частях Главного антиклинория Сихотэ-Алиня в верхнем и нижнем течении р. Бикин (Ярмолюк,

1944—1945-ф) и на р. Хор (Козлов, 1936). Растительные остатки верхнепермского возраста собраны Н. А. Беляевским в разрезах Даубихинской зоны и Д. Ф. Масленниковым и др. — в сицинской свите, венчающей разрез верхнего палеозоя Сучанского района (Масленников, 1948).

Таким образом, фауна и флора, обнаруженные в различных пунктах, указывают на широкое развитие отложений верхнего карбона, нижней перми и нижней половины верхней перми на территории Дальнего Востока. Верхнепермские отложения известны на побережье залива Петра Великого, где имеются и нижние горизонты триаса — морские отложения скифского яруса T_1, трансгрессивно залегающие на верхнем палеозое. В других местах верхний палеозой несогласно покрыт континентальными или морскими отложениями верхнего триаса (Даубихинская и Нижне-Амурская синклинальные зоны, Прибрежная антиклинальная зона, средняя часть Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, может быть— верховья Буреи и Баджальский антиклинорий), юры (северная часть антиклинория Сихотэ-Алиня) или мела. Вполне возможно, что в средних частях крупных синклинальных зон—Нижне-Амурской, Даубихинской и Сихотэ-Алиньской — имеются более непрерывные разрезы перми и триаса, подобные тем, которые недавно описаны В. А. Цареградским и Ю. Н. Поповым в северо-восточной Сибири.

Переходя к литологической характеристике верхнепалеозойских толщ Дальнего Востока, которая более полно указана для отдельных разрезов в табл. III, следует прежде всего отметить присутствие среди них не только морских, но во многих разрезах и континентальных отложений, а также значительную роль пород, связанных в своем происхождении с вулканической деятельностью (эффузивы основного и кислого состава, вулканические туфы и туффиты, кремнистые сланцы). Известняки присутствуют среди верхнепалеозойских отложений в небольшом количестве, но все же встречаются гораздо чаще, чем в отложениях мезозоя и кайнозоя.

Морские отложения верхнего палеозоя представляют собой типичные геосинклинальные серии осадков, состоящие из переслаивающихся серых и черных глинистых (нередко филлитовидных) и песчано-глинистых пород, песчаников, кремнистых сланцев серого, белого, желтого, черного, красного или фиолетового цвета, туффитов, спилитов и диабазовых порфиритов, подвергшихся зеленокаменному метаморфизму, ортофиров и проч. Встречаются прослои и линзы известняков (часто с фораминиферами, мшанками, кораллами, брахиоподами) и мергелей. Отличительной особенностью многих разрезов Сихотэ-Алиня, Хехцира, Хабаровского района и Баджальского антиклинория (хребет Вандана, р. Горюн) является присутствие мощных пачек или свит кремнистых сланцев и яшм, содержащих радиолярии (главным образом из отряда Sphaeroidea, реже дискоидальные из отряда Discoidea) и нередко представляющих собой кварцево-халцедоновую породу, почти лишенную примеси терригенного материала. Эта особенность состава верхнепалеозойских кремнистых сланцев, наряду с отсутствием характерных для мезозойских кремнистых пород башенковидных радиолярий (подотряд Nassellaria, семейства Lithocampidae, Sethocyrtidae, Theocyrtidae; см. Липман, 1952; Чедия, 1952), отличает их от содержащих больше терригенного материала менее мощных пачек кремнисто-глинистых пород Сихотэ-Алиня (реки Тадуша, Тетюхэ, нижнее течение Амура), относящихся к мезозою, и позволяет пользоваться кремнистыми сланцами верхнего палеозоя как маркирующим горизонтом.

Кремнистые породы в одних случаях приурочены главным образом к низам верхнепалеозойского разреза (верхний карбон Шкотовского и Сучанского районов, р. Даубихэ, р. Иман), в других — к средним горизонтам, относящимся к нижней перми (реки Тадуша и Лифудзин, р. Бикин, верховья Самарги в зоне Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, реки Кур и Урми) или, наконец, к верхним частям разреза верхнего палеозоя. Так, на р. Сюкпай в северной части Сихотэ-Алиня (по В. К. Елисеевой) и на п-ове Муравьева-Амурского кремнистые сланцы встречаются среди верхнепермских отложений. Эффузивно-туфогенные породы также встречаются то в нижней, то в средней или верхней части разреза верхнего палеозоя, или же почти по всему разрезу, как, например, в нижнепермских и верхнепермских отложениях р. Тудо-Вака.

Континентальные фации верхнепалеозойских отложений распространены главным образом на южном окончании Главного антиклинория Сихотэ-Алиня в Сучанском районе (верхнесучанская угленосная континентально-морская свита P_1, сицинская песчано-сланцевая угленосная свита P_2^3) и в средней части этого антиклинория на реках Иман и Тудо-Вака. На Имане наземно-пресноводные песчано-сланцевые отложения составляют верхнюю часть разреза пермо-карбона, а на р. Тудо-Вака, по данным Н. А. Беляевского, имеются две песчано-сланцевые свиты с флорой P_1^2 и P_2, возможно соответствующие по возрасту двум пермским угленосным свитам Сучанского района. Углисто-графитистые сланцы на р. Даубихэ приурочены к низам разреза (верхний карбон?). Во всех этих районах между континентальными отложениями или под ними залегают связанные с ними постепенным переходом еще более мощные толщи морских отложений вышеописанного типа. Суммарная мощность верхнепалеозойских отложений южной части Дальнего Востока оценивается по большинству разрезов в 2000—2500 м, но на реках Кур, Урми и на р. Тудо-Вака она превышает 4000 м.

Из полезных ископаемых с континентальными отложениями верхнего палеозоя связаны месторождения каменного угля (в Сучанском районе), а с морскими — осадочные руды марганца (хр. Вандан и др.) и большие запасы цементного сырья в виде известняков. Известняки (в виде прослоев и линз, достигающих местами мощности 400 м) наиболее широко распространены среди верхнепалеозойских отложений западной (р. Пенча-Гродеково) и южной (р. Монгугай) частей Ханкайского массива, южной (Сучанский район) и северной (р. Хунгари) частей Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и в пределах Прибрежной антиклинальной зоны (г. Зарод в Ольгинском районе, р. Тадуша) и Даубихинской синклинальной зоны (р. Даубихэ выше соединения с р. Улахэ).

Интересно, что в соседней Маньчжурии континентальные отложения верхнего палеозоя наряду с углем содержат залежи бокситов.

4. МЕЗОЗОЙ

Мезозой южной части Советского Дальнего Востока представлен морскими и континентальными отложениями всех трех систем. Палеонтологически среди них установлено присутствие всех отделов триаса, юры и мела (табл. IV).

Нижний и средний триас доказан палеонтологически только для южной части Даубихинской и Сучанской синклинальных зон и разделяющего эти зоны Муравьевского антиклинория, где эти отложения уже

давно описаны П. В. Виттенбургом (Кипарисова, 1938, 1945). Нижняя часть карнийского яруса (T_3^1) и, возможно, самые верхние горизонты ладинского яруса (T_2^2) известны в виде пресноводных, местами угленосных отложений, на более широкой площади (в южной и средней частях антиклинория Сихотэ-Алиня, в смежных частях Даубихинской и Сихотэ-Алиньской синклинальных зон, на Ханкайском массиве и на крыльях Муравьевского антиклинала) и выделяются на Дальнем Востоке под названием монгугайского яруса. Комплекс растительных форм, характерный для этого яруса и описанный впервые А. Н. Криштофовичем из района р. Монгугай, характеризует также и континентальные, местами угленосные отложения рэтского возраста (T_3^3), изученные за последние годы Г. М. Власовым, В. В. Медведевым и др. (так называемая «надпсевдомонотовая» свита).

Морской верхний триас распространен гораздо шире. Имеются непроверенные указания на нахождение характерной для верхнего триаса фауны *Pseudomonotis* в районе Благовещенска на Амуре в пределах Зейско-Буреинской плиты. В зоне Буреинско-Тырминского краевого прогиба, расположенного на периферии этой плиты, верхнетриасовые брахиоподы обнаружены на р. Гуджал (Херасков, Давыдова и др., 1939) и на р. Сутыр. Через краевые прогибы, повидимому, и осуществлялась связь с Тихим океаном того верхнетриасового бассейна, который распространялся далеко на запад в пределы Восточного Забайкалья.

Присутствие морского верхнего триаса доказано в Удской синклинальной зоне (фауна T_3^1 и T_3^2 в Шавли-Селемджинском районе, по А. А. Кириллову и В. В. Онихимовскому, 1945-ф, и T_3^2 в бассейне р. Уды по В. И. Серпухову, 1931-ф), в Биро-Урмийской синклинальной зоне (фауна T_3 на р. Урми по А. З. Лазареву, 1936-ф) и Тугуро-Немиленской и Нижне-Амурской синклинальных зонах (фауна T_3^1 на р. Амгунь в так называемой мерекской свите, по Н. П. Саврасову, 1940-ф, T_3^2 у окончания Альского хребта на побережье Охотского моря, T_3 — в районе д. Киселевки на Амуре, по И. Г. Козлову, 1940). В сочинении О. Вейгеля (1914) имеется указание на присутствие триасовой фауны в известняках Хехцирского антиклинория (к югу от Хабаровска).

Далее к югу верхний триас широко распространен в пределах Даубихинской зоны (фауна T_3^2 на р. Тудо-Вака по Н. А. Беляевскому, T_3^1 и T_3^2 на р. Даубихэ в районе Яковлевки по П. Н. Кропоткину и З. В. Сидоренко), на крыльях Муравьевского антиклинала (р. Майхэ, Раковка; п-ов Муравьева-Амурского по И. В. Бурию; Тр. ДВБАН, 1948) и отчасти в Суйфунской и Сучанской синклинальных зонах. Широкая полоса верхнего триаса протягивается в Главном синклинории Сихотэ-Алиня и в смежной части Прибрежной антиклинальной зоны, судя по находкам фауны на реках Иман, Тетюхэ, Кинцухэ, Тадуше, Лифудзине, Сандагоу (Кипарисова, 1938). На реках Кинцухэ и Тетюхэ верхний триас содержит элементы фауны средиземноморского типа, тогда как во всех остальных районах встречается только фауна бореального типа, указывающая на верхнекарнийские и норийские отложения.

Мезозойские, в основном, повидимому, юрские, радиолярии определены Р. Х. Липман по сборам В. В. Куликова и К. Н. Худолея из кремнистых пород верховьев р. Тадуши и из Вяземского района (Бикинский антиклинорий; Липман, 1952; Чедия, 1952; Куликов, 1949-ф; Ефимов, 1950-ф; Худолей, 1950-ф). Нижнеюрские морские отложения, охарактеризованные аммонитами или иноцерамами, иногда также белемнитами,

распространены в краевом прогибе Буреинского бассейна (низы лейаса, тоар и аален по Хераскову, Давыдовой и др., 1939; Онихимовскому, 1939-ф), в Биро-Урмийской зоне (Лазарев, 1936-ф), в Нижне-Амурской синклинальной зоне (низы лейаса в сомнинской свите и в базальных горизонтах у дер. Киселевки на Амуре, верхи лейаса или доггер J_2 — в удыльской свите, по Красному, 1940; Кипарисовой, 1952) и на р. Тудур (по Атаманчук, 1938-ф) в северной части антиклинория и в пределах синклинория Сихотэ-Алиня (аммониты среднего лейаса на р. Янмутьхоуза, Кириллов, 1944-ф), а также в Суйфунской синклинальной зоне (*ааленский ярус в районе* г. Ворошилова, см. Финкельштейн, 1940-ф). В некоторых пунктах (Малый Хинган) указывается флора нижнелейасового возраста. Среднеюрская фауна известна в Удской синклинальной зоне (Бернштейн, 1937-ф), в Тугуро-Немиленской зоне на Охотском побережье (р. Быранджа, см. Красный, 1949), в северной части Сихотэ-Алиня на р. Хор (J_2 *или* J_3, *по И. Г. Козлову, 1936*), *в окрестностях* г. Ворошилова (тригонии байосского облика, по Финкельштейну, 1940-ф), на р. Бикин (главным образом бат; см. Изох, 1950-ф; Поршняков, 1949-ф) и, под вопросом, на о-ве Путятин (Кульжинская-Воронец, 1937) и о-ве Аскольд.

Верхняя юра установлена по находкам фауны в эльгинской свите Буреинского бассейна (бат-келловей и оксфорд; Херасков и Давыдова, 1939), в бассейне р. Уды (Бернштейн, 1937-ф), в Тугуро-Немиленской зоне на северо-восточном склоне хребта Ям-алинь (Ярмолюк, 1949-ф), в Сучанском районе (верхи мальма), на восточном побережье Уссурийского залива (аммониты келловея и оксфорда, ауцеллы волжского яруса, включая самые верхние горизонты юры; см. Н. А. Беляевский и В. Д. Принада, 1947-ф) и на о-ве Путятин (келловей-киммеридж).

Самые верхние горизонты юры тесно связаны в своем распространении с морскими отложениями валанжина, которыми начинается разрез нижнего мела во многих районах Дальнего Востока. Ауцелловая фауна валанжина обнаружена в Тырминской котловине, т. е. в южной части *Буреинского прогиба* (Власов и Чемеков, 1942-ф), в ряде пунктов Нижне-Амурской синклинальной зоны (Козлов, 1940; Красный, 1944-ф; Атаманчук, 1938-ф), в северной и средней частях антиклинория Сихотэ-Алиня на р. Хунгари и на верхних притоках Тумнина (Золотов, 1948-ф), а также по р. Бикин (Марченко и Быковская, 1950-ф), в пределах синклинория Сихотэ-Алиня на реках Чуе и Кабули (Ярмолюк, 1948-ф), в верхнем течении Бикина (Лазарев, 1939-ф; Ярмолюк, 1945-ф), на р. Лифудзин (Салун, 1949-ф; Яковлев, 1948-ф), на р. Янмутьхоуза (Кириллов, 1944-ф; Яковлев, 1948-ф), в верховьях р. Пху-сун (Заболотная, 1939-ф) и в ключевской свите Сучанской синклинальной зоны (Тр. ДВБАН, 1948). *В Прибрежной антиклинальной зоне Южного Приморья* на р. Таухэ В. П. Михновичем была обнаружена фауна аммонитов, по описанию Н. С. Воронец принадлежащая к берриасу средиземноморского типа (нижний валанжин; Михнович, 1938).

Мощные континентальные толщи верхнеюрского и нижнемелового возраста являются частью эквивалентом вышеописанных морских отложений, частью принадлежат к более высоким горизонтам нижнего мела (никанский ярус). В краевых прогибах Верхне-Амурского района и бассейна р. Зеи с середины мальма морской режим сменился континентальным и началось накопление угленосной толщи. «Последняя по содержащимся в ней остаткам растений должна быть отнесена к верхнеюрскому отделу, так как флора этой толщи является более древней, чем флора никанского яруса Южного Приморья. Никаких доказательств наличия

меловых отложений в этих районах не имеется» (Принада, 1948). Угленосные отложения Буреинского бассейна также, по мнению В. Д. Принады, в основном относятся к верхней юре (Принада, 1940). Другие авторы принимают нижнемеловой возраст для верхов этой свиты (Онихимовский, 1939-ф) и аналогичных отложений Малого Хингана (Музылев, 1938а) и верховьев р. Урми (Иициксон и др., 1947; Матвеев, 1941). Верхнеюрская флора известна из Верхнезейской впадины (Быков, 1936; Серпухов, 1945-ф), из Удской (Серпухов, 1931-ф) и Нижне-Амурской (J_3—Cr_1; Красный, 1944-ф) *синклинальных зон. Нижнемеловая флора* известна с верховьев р. Урми (Атаманчук, 1940-ф), с рек Ухтур и Дымни в северной части Сихотэ-Алиня (Некрасов, 1938-ф; Атаманчук, 1941-ф), с р. Бикин (Лазарев, 1939-ф), р. Иман (г. Точильная) и из угленосных районов Южного Приморья, приуроченных к Суйфунской и Сучанской синклинальным зонам. Верхне-Суйфунский бассейн (Финкельштейн, 1940-ф; Козлов, 1924), Подгородненское и Суражевское месторождения (Бурий; Тр. ДВБАН, 1948), *Сучанский бассейн* (Ткалич, 1938; Перепечина и Шехунов, 1939) и район дер. Петровки на восточном берегу Уссурийского залива (Николаев, 1948-ф) являются теми пунктами, где, в результате работ А. Н. Криштофовича, Б. М. Штемпеля и др., была установлена палеоботаническая характеристика никанского яруса. На Сучане, благодаря залеганию никанской угленосной свиты между ауцелловым горизонтом среднего или верхнего валанжина и так называемым надвеликановским горизонтом, содержащим сеноманскую (или альб-сеноманскую) фауну тригоний, было выяснено точное стратиграфическое положение никанской флоры в низах мела.

Отложения альб-сеноманской трансгрессии, хорошо известные в Японии, распространены на советской территории Дальнего Востока более ограниченно и доказаны, на основании находок фауны, в Сучанской синклинальной зоне (надвеликановский горизонт Сучана с *Trigonia hokkaidoana* и *Trigonia Kotoi* и, повидимому, соответствующий ему горизонт на восточном берегу Уссурийского залива, см. Беляевский и Принада, 1947-ф; Верещагин, 1943-ф; Николаев, 1948-ф), в Сихотэ-Алиньском синклинории на р. Лифудзин (Салун, 1949-ф) и в районе рек Белембе и Вел. Кема (Красный, 1938; Гурьев, 1950-ф). Аналогичные отложения имеются, повидимому, и в низовьях Амура. Более высокие горизонты мела представлены континентальными отложениями с флорой турона, найденными в Даубихинской синклинальной зоне у дер. Достоевки (Матвеев, 1939-ф; Золотов, 1940-ф) и в южной части синклинория Сихотэ-Алиня на р. Тетюхэ (Воларович, 1935).

К верхам мела — сенону и датскому ярусу — относятся отложения континентальных толщ, широко распространенных в пределах Зейско-Буреинской низменности и в смежных частях северной Маньчжурии (Музылев, Тр. ДВБАН, 1948; Малеев, 1947). Возраст этих континентальных отложений устанавливается по находкам динозавров на берегу Амура и по так называемому цагаянскому комплексу флоры, выделяемому А. Н. Криштофовичем и М. О. Борсук (Криштофович, 1946; Борсук, 1948). Угленосная кивдинская свита, составляющая продолжение этого комплекса, принадлежит уже к палеоцену или эоцену. К сенону и датскому ярусу относятся нижние горизонты вулканогенного комплекса, развитого на восточном склоне Сихотэ-Алиня, на обоих склонах Малого Хингана и в других местах (Иициксон и др., 1947; Музылев, 1938-а; Фаворская, 1949-ф).

Как видно из табл. IV, триасовые, юрские и нижнемеловые отложения южной части Дальнего Востока представлены почти исключительно

терригенными песчано-глинистыми отложениями. Благодаря своему однообразию они с трудом поддаются стратиграфическому расчленению по литологическим признакам. Можно заметить, что среди морских отложений верхнего триаса и нижней юры во многих разрезах преобладают серые и черные глинистые породы и песчано-глинистые сланцы, тогда как в верхнеюрских и, в особенности, нижнемеловых отложениях наиболее существенную роль играют светлосерые и буроватые полимиктовые, аркозовые и кварцевые песчаники. Во всех толщах песчаные и глинистые породы переслаиваются между собою и иногда образуют частое ритмическое чередование слоев небольшой мощности, напоминающее флиш. Это характерно, например, для нижнемеловых отложений северной части Сихотэ-Алиня. Известняки встречаются очень редко. Мощные (до 400 м), частично может быть рифогенные известняки с фауной карнийского яруса (T_3^1) известны только в прибрежной антиклинальной зоне Южного Приморья по рекам Тетюхэ и Кинцухэ. Известняки верхнетриасового или нижнеюрского возраста имеются также на Амуре у дер. Киселевки, а небольшие пласты и линзы известняков, известковистых песчаников и мергелей — в валанжинских (Cr_1^1) слоях р. Амура у с. Пиван и на р. Таухэ и Судзухэ в Южном Приморье (Козлов, 1940; Михнович, 1938) и в нижнемеловых (альб?) отложениях района рек Белембе и Вел. Кема (Гурьев, 1950-ф).

Континентальные толщи монгугайского яруса (низы T_3^1), рэта (T_3^3), верхней юры и нижнего мела также представляют собой чередование песчаных и глинистых пород, но содержат больше песчаников, конгломератов (иногда очень мощных), имеют неправильную слоистость. В тонкозернистых песчаниках этих толщ обычно наблюдается примесь растительного детритуса на поверхностях напластования, присутствуют пачки углистых сланцев и иногда прослои угля.

В верхней части нижнего мела и среди верхов верхнемеловых отложений (которые уже не могут быть включены в состав верхоянского комплекса) преобладают вулканогенные породы. В мезозое слабые проявления эффузивной деятельности отмечаются в синклинальных зонах уже в конце карнийского века (туфы на р. Даубихэ и в мерекской свите верховьев р. Амгуни, порфириты непосредственно выше известняков T_3^1 в разрезе р. Кинцухэ) и в нижнеюрских отложениях (спилиты чапаевской свиты р. Кинцухэ), а также в мезозойских (юра?) кремнисто-сланцевых толщах Бикинского антиклинория (туффиты). Вулканогенные породы в составе средне- и верхнеюрских и нижнемеловых отложений приобретают большое значение в краевых прогибах по периферии Зейско-Буреинской плиты—в Верхне-Амурском районе, Тырминской котловине, на Малом Хингане, а также в Верхне-Зейском прогибе и, возможно, на р. Даубихэ. Туфы, туффиты и иногда эффузивные порфиры и порфириты присутствуют среди песчано-глинистых нижнемеловых отложений Нижне-Амурской синклинальной зоны.

Приблизительно к концу нижнего мела относится образование туфоэффузивной (порфиритовой) толщи, отмеченной в разрезах Буреинского бассейна, р. Тырмы, Охотского побережья у бухты Аян, нижнего Приамурья, р. Хунгари у северного окончания Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и Даубихинской синклинальной зоны. Туфогенные породы этого возраста и низов верхнего мела заканчивают разрез верхоянского комплекса в некоторых пунктах Сихотэ-Алиньского синклинория (р. Самарга, порфириты р. Синанчи к северо-востоку от Тетюхэ), в Сучанской синклинальной зоне (коркинская свита, порфириты туфо-эффузивной

свиты) и в Суйфунской синклинальной зоне. Выше несогласно залегают характерные для Сихотэ-Алиня, обоих склонов Малого Хингана и Охотского побережья мощные толщи преимущественно кислых (в нижних горизонтах — основных) лав, туфов и брекчий, известные в Приморье под названием ольгинского комплекса. Они принадлежат по возрасту к верхам мела и образовались, в основном, в наземных условиях (Соловьев, 1950; Фаворская, 1949-а, 1949-б).

Из полезных ископаемых с отложениями мезозойской эры связаны, прежде всего, месторождения каменного угля, приуроченные к монгугайскому ярусу (низы T_3^1), к рэту (T_3^3 — надпсевдомонотовая свита) и главным образом к верхней юре (прогибы по западной и северной периферии Зейско-Буреинской плиты) и нижнему мелу (Буреинский, Сучанский, Суйфунский бассейны и пр.). Не останавливаясь на характеристике этих многочисленных месторождений, освещенных в ряде работ дальневосточных геологов, отметим только одно обстоятельство, до сих пор ускользавшее от внимания геологов и отчетливо выяснившееся лишь после обобщения новейших данных по бассейну р. Уссури (экспедиции ВАГТ Министерства геологии, Дальневосточная экспедиция ИГН Академии наук СССР) и проведенного нами тектонического анализа. Мы имеем в виду перспективность обширной Хорско-Хабаровской синклинальной зоны в отношении угленосности нижнемелового (никанского) возраста.

Эта зона, по довольно резкому тектоническому шву примыкающая с запада к зоне Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, повидимому, в значительной своей части сформировалась на консолидированном фундаменте, составляющем продолжение древнего Ханкайского массива и Китайского кристаллического щита. По своей геологической истории, по резко ослабленному характеру складчатых деформаций в меловых отложениях и по тектоническому расположению Хорско-Хабаровская зона аналогична Суйфунской синклинальной зоне (с приуроченным к ней Суйфунским угольным бассейном) и угленосным прогибам Маньчжурии. Угольные месторождения нижнемелового или верхнеюрского возраста имеются и разрабатываются по западному краю Хорско-Хабаровской зоны в Маньчжурии на левобережье р. Сунгари к северу от г. Цзямусы (Хэганские копи месторождения Гуаншань) и на правобережье р. Сунгари приблизительно в 50 км к востоку от г. Цзямусы (Анерт, 1928; Ahnert, 1936). Континентальные отложения с никанской флорой известны по рекам Уктур и Дымни в северной части Сихотэ-Алиня и на реках Бикин и Иман (гора Точильная) у восточной окраины Хорско-Хабаровской зоны. Все эти данные позволяют считать, что в пределах Хорско-Хабаровской зоны, может быть под покровом довольно мощных четвертичных отложений и неогеновых базальтов, должны существовать континентальные угленосные отложения, аналогичные отложениям рек Сунгари и Суйфуна.

Из прочих полезных ископаемых мезозоя можно отметить цементное сырье (известняки T_3^1 Тетюхинского района), признаки фосфоритоносности и марганценосности (Кропоткин, 1951-ф).

5. КАЙНОЗОЙ

Кайнозой материковой южной части Советского Дальнего Востока представлен главным образом континентальными терригенными и вулканогенными отложениями палеогена, неогена и четвертичной системы (Власов, 1949-ф). Прибрежно-морские осадки известны лишь в Хасанском

районе (Южное Приморье, верхний олигоцен-нижний миоцен), в низовьях Амура (морские древнечетвертичные отложения) и в некоторых других пунктах побережья. Нижний палеоген развит на Зейско-Буреинской низменности, где палеоцен-эоценовая кивдинская угленосная толща составляет непосредственное продолжение верхнемеловых песчано-глинистых и вулканогенных отложений цагаяна (сенон-датский ярус), и на восточном склоне Сихотэ-Алиня, где благодаря недавним исследованиям В. А. Ярмолюка выделены две вулканогенные толщи (туфоконгломераты, андезиты), разделенные несогласием и, в свою очередь, несогласно залегающие на верхнемеловой ольгинской толще кварцевых порфиров, широко распространенной не только в северной, но и в южной части Сихотэ-Алиня. Ольгинская толща во многих пунктах, в особенности в Прибрежной зоне альпийской складчатости на восточном склоне Сихотэ-Алиня, прорвана интрузиями нижнетретичных так называемых «приморских» гранитоидов — гранитов, гранодиоритов и диоритов (эоцен?).

Эоцен и олигоцен характеризуются накоплением угленосных песчано-глинистых отложений во впадинах Суйфунской синклинальной зоны и на ее продолжении (Артемо-Тавричанский бассейн, Хасанский буроугольный бассейн), в Сучанской синклинальной зоне (Анучинская угленосная свита), в Нижне-Амурской синклинальной зоне и на окраинах Сихотэ-Алиня (р. Янмутьхоуза, р. Тадуша, р. Хунгари и др.). Местами накопление этих толщ сопровождалось образованием опок и излиянием липаритовых лав. Флора вышеуказанных буроугольных бассейнов изучалась Б. М. Штемпелем, М. О. Борсук и А. Н. Криштофовичем.

Эоценовые отложения Сихотэ-Алиня местами слабо дислоцированы.

Миоцен распространен в немногих пунктах (песчано-алевритовая и лигнитовая свиты Хасанского района), а плиоцен — более широко (континентальная, включающая, вероятно, и верхи миоцена, суйфунская свита песчаников и глин в бассейне Суйфуна и в Хасанском районе), будучи отделен в Хасанском районе от миоцена угловым несогласием (Власов, Тр. ДВБАН, 1948; Криштофович, 1946). К плиоцену и раннечетвертичному времени относятся излияния базальтов и андезито-базальтов, широко распространенных на древних пенепленах южного и северного Сихотэ-Алиня и на правобережье нижнего течения Амура.

Аллювиальные, озерные (в области нижнего Приамурья) и делювиальные четвертичные отложения широко распространены в Верхне-Зейской, Зейско-Буреинской, Нижне-Амурской, Уссурийской, Ханкайской низменностях и по долинам всех крупных рек. Ледниковые отложения отмечены в области Станового хребта и хребта Сихотэ-Алинь.

Из полезных ископаемых с отложениями кайнозойского возраста связаны стройматериалы, многочисленные месторождения бурых углей (Угловский бассейн в Артемо-Тавричанской впадине и др.) и бурые железняки низовьев Амура. Как показали исследования М. А. Фаворской (Фаворская, 1950-ф), большой интерес с точки зрения возможного накопления бокситов и железных руд представляет кора выветривания на неогеновых базальтах, возникшая в промежутках между излияниями отдельных покровов базальтов, а также и после их излияния, в конце третичной или начале четвертичной эпохи. Четвертичная кора выветривания широко распространена на базальтах северного Сихотэ-Алиня и в среднем Сихотэ-Алине на базальтовых плато бассейнов Имана и Бикина по данным О. Т. Литенко, 1950-ф, и других работников Дальневосточной экспедиции ВАГТ) и, вероятно, имеется в других частях Сихотэ-Алиня (см. Малеев, 1946).

Глава V

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ ЦИКЛОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Выше, при описании стратиграфических разрезов уже была вкратце охарактеризована эффузивная деятельность, проявившаяся в различные геологические эпохи на территории Дальнего Востока. В пределах герцинской геосинклинали (Ольдое-Селемджинская зона с ее Шантарской ветвью и др.) эффузивная деятельность отмечается в верхнем силуре и в среднем и верхнем девоне (спилиты, основные эффузивы и их пирокласты).

В областях мезозойской или верхоянской складчатости характерно проявление кислой и основной вулканической деятельности в начале цикла, главным образом в нижнепермское время (основные и кислые лавы южного и среднего Сихотэ-Алиня, Муравьевского антиклинория, отдельных зон Ханкайского массива), затем почти полное затухание ее в течение верхней перми, триаса и юры, нарушаемое лишь редкими и слабыми вспышками вулканизма в верхнем триасе (Даубихинская зона, Тетюхинский район) и юре (Бикинский антиклинорий, краевые прогибы по периферии Зейско-Буреинской плиты) и, наконец, резкое возрастание вулканической активности в течение нижнего мела, верхнего мела и нижнетретичной эпохи. Оно было связано с последними этапами складчатости, замкнувшей эту геосинклиналь, и с глыбовыми движениями еще не стабилизированной, не вполне здесь сформировавшейся платформы. Это порфириты нижнего мела, характерный, состоящий главным образом из кислых лав и их туфов «ольгинский» верхнемеловой вулканогенный комплекс в области Сихотэ-Алиня и на Малом Хингане, андезитовые толщи палеогена в северо-восточном Сихотэ-Алине, неогеновые липариты Прибрежной зоны и, наконец, базальты, занимающие обширное плато в пределах Сихотэ-Алиня и широко развитые в депрессии нижнего Амура. Третичные и четвертичные эффузивы особенно полно представлены в Приморской зоне кайнозойской (альпийской) складчатости.

Интрузивная магматическая деятельность многократно проявлялась на территории Дальнего Востока в самых различных формах. К докембрию, предположительно к концу архея или началу протерозоя, относится внедрение биотитовых гранитов, аляскитовых гранитов и плагиогранитов, преобразованных в ортогнейсы и широко развитых среди докембрия Алданского щита, Хингано-Буреинского антиклинория, Зейско-Буреинской плиты, Ханкайского массива и южного окончания Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. По данным А. К. Матвеева и других, к этому же, приблизительно, времени относится внедрение анортозитов

и габбро-норитов р. Учур, находящих свое продолжение в крупнейшем норито-анортозитовом массиве хребта Джугджур. По другим данным, возраст Джугджурского комплекса основных пород может быть более молодым, палеозойским.

Нижнепалеозойские (каледонские), прорывающие Хинганский комплекс (Prz + Cm) и перекрытые девонскими отложениями катаклазированные граниты, плагиограниты и основные интрузии выделены Г. Д. Афанасьевым, В. В. Онихимовским, А. З. Лазаревым в пределах Хингано-Буреинского антиклинория и восточной части Зейско-Буреинской плиты (граниты Кукана и др.; Афанасьев, 1939). К началу среднего палеозоя относятся крупнейшие по размерам гранитные интрузии восточной части Зейско-Буреинской плиты (хребет Турана, так называемые буреинские граниты), Хингано-Буреинского антиклинория (так называемые биробиджанские граниты) и Ханкайского массива (так называемый шмаковский массив, для которого не исключен и более древний возраст). Их возраст, многими авторами прежде рассматривавшийся как докембрийский, установлен достаточно определенно лишь в последнее время, благодаря исследованиям В. В. Онихимовского и М. С. Нагибиной.

Соотношения гранитов с толщами, относимыми к девону, таковы, что позволяют предполагать, по мнению М. С. Нагибиной, нижнедевонский возраст гранитных интрузий (позднекаледонская фаза). Эти гранитоиды, представленные в основном нормальными биотитовыми гранитами, прорывают верхний силур на реках Ниман и Нора, протерозой и кембрий на р. Уссури и трансгрессивно, по глубоко эродированной поверхности, перекрываются отложениями девона в северной части Зейско-Буреинской плиты, пермокарбона на р. Даубихэ (Ханкайский массив) и, повидимому, на Малом Хингане (Маслов, 1939; Воларович, 1939), а в остальных местах (Буреинский бассейн и пр.) — покрываются комплексом верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых отложений. Именно тем обстоятельством, что области внедрения позднекаледонских интрузий испытали большое и длительное поднятие, были глубоко эродированы уже к началу верхнетриасовой или нижнеюрской эпохи и подвергались, кроме того, позднейшей эрозии (хребет Турана, испытывающий поднятие новейшего времени), можно объяснить огромные размеры массивов и абиссальный облик пород, напоминающих докембрийские граниты других складчатых областей.

Сходный облик имеет и следующая группа позднепалеозойских или раннемезозойских гранитоидов, представленная крупными и тоже глубоко эродированными массивами Гродековского (оз. Ханка, р. Суйфун) и Хасанского (р. Сидеми) районов в пределах Ханкайского массива. Граниты этих батолитов прорывают в районе Гродекова фаунистически охарактеризованный верхний палеозой (P_1) и трансгрессивно, с глубоким размывом перекрываются континентальными отложениями самых нижних горизонтов мела Суйфунского бассейна. Их возрастные аналоги можно искать среди небольших интрузивных тел (граниты, гранодиориты, сиенито-граниты) п-ова Муравьева-Амурского и о. Русского, рвущих нижнепермские отложения и подвергавшихся размыву уже в начале триаса, судя по присутствию валунов и галек этих пород в конгломератах скифского яруса (T_1; см. Руб, 1950).

Граниты Гродековского массива были отнесены П. С. Бернштейном без достаточных к тому оснований к концу юры, в связи с чем термин «гродековские граниты» приобрел для дальневосточных геологов возраст-

ное значение, аналогичное термину «*юнокиммерийские гранитоиды*»[1] (Бернштейн, 1936). Более обоснованным, судя по глубокой эродированности гродековского батолита к началу мела и по имеющимся определениям абсолютного возраста связанных с ним минералов, нужно считать прежнее мнение проф. А. И. Козлова о верхнепалеозойском возрасте гранитоидов Гродековского и Хасанского батолитов (Козлов, 1924).

К палеозою относятся основные и ультраосновные интрузии Ольдое-Селемджинской зоны, Зейско-Буреинской плиты и, возможно, средней части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (Кропоткин, 1951-ф).

Верхнемезозойские гранитоиды, к которым мы причисляем интрузии, внедрившиеся в интервале от средней юры до первой половины верхнего мела включительно, принадлежат к нескольким фазам интрузивной деятельности — юнокиммерийской (конец J_3 — начало Cr_1), австрийской (конец Cr_1 — начало Cr_2) и др. Точно отнести их к той или иной из этих фаз часто бывает невозможно. Это граниты биотитовые и роговообманковые, гранодиориты и, местами, диориты с разнообразной жильной серией. Верхнемезозойские гранитоиды широко развиты в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня и в смежных частях Даубихинской и Сихотэ-Алиньской синклинальных зон, в Хингано-Буреинских антиклинории, Нижне-Амурской синклинальной зоне, на восточном склоне Джугджура и т. д. К ним близки по возрасту габбро-диориты и ультраосновные породы Главного антиклинория Сихотэ-Алиня.

Еще более молодые, так называемые ларамийские гранитоиды и «приморские» гранитоиды нижнетретичного возраста, прорывающие вулканогенный комплекс датского яруса и палеоцена, имеют особенно широкое развитие в пределах Приморской зоны кайнозойской (альпийской) складчатости и в смежных частях Главного синклинория Сихотэ-Алиня и Прибрежной антиклинальной зоны, которая по своей тектонической структуре входит в область мезозойской складчатости (Фаворская, 1949-а; Соловьев, 1949). Кроме того, гранитоиды такого же возраста в виде отдельных небольших интрузий встречаются местами и в центральных частях мезозойской складчатой области, например, по западному краю Хингано-Буреинского антиклинория и в его северной части (хребет Эзоп), в хребтах Баджал и Ям-Алинь, по восточному краю Ханкайского массива (р. Лефу) и т. д. Внедрение этих молодых интрузий можно связывать с разломами и глыбовыми движениями кайнозойской эры, активно проявлявшимися в областях мезозойской и палеозойской складчатости Дальнего Востока (*Иициксон и др.*, 1947; *Иициксон и Глушков*, 1947-ф; Ярмолюк, 1949-ф).

Массивы приморских гранитоидов, по данным М. А. Фаворской и Ф. К. Шипулина, имеют сложное строение, будучи сформированы в результате нескольких последовательных фаз интрузивной деятельности. Более ранние внедрения представлены диоритами и иногда еще более основными разностями, позднейшие — нормальными и лейкократовыми гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами (Фаворская, 1949-б, 1950; Шипулин, 1950).

---

[1] Это ошибочное определение возраста зиждется на описанном в отчете В. З. Скорохода активном контакте гранитоидов р. Лючихезы со сланцевой толщей, из которой им, повидимому без консультации квалифицированных палеонтологов, была определена юрская фауна. *Но гранитоиды р. Лючихезы, так же как и верхнемезозойские* гранитоиды района Занадворовки (р. Амба-Бира), существенно отличаются от типичных гродековских гранитов, а сланцы р. Лючихезы по последним данным могут оказаться палеозойскими.

В заключение следует отметить, что в складчатых областях южной части Дальнего Востока широко представлены различного возраста породы ультраосновного ряда (дуниты, перидотиты, пироксениты, змеевики), основного ряда (различные габброиды, анортозиты, нориты), диориты, гранодиориты и граниты, вплоть до лейкократовых, богатых калием и кремнеземом, но почти отсутствуют типичные щелочные породы.

Щелочные породы представлены только граносиенитами и кварцевыми сиенитами, встречающимися кое-где в краевых фациях верхнемезозойских и пермских гранитоидов, и жильными сиенит-порфирами, нередко сопровождающими интрузии этих же и более молодых пород.

Обращает на себя внимание локализация ультраосновных интрузий вдоль зоны разлома, протягивающейся в средней части Главного антиклинория Сихотэ Алиня у западного края этой структуры и линейная локализация цепи интрузий молодых и «приморских» гранитоидов в прибрежной зоне альпийской складчатости юго-восточного Сихотэ-Алиня.

Особый интерес представляет вопрос о тектонической локализации эффузивных и интрузивных изверженных пород, принадлежащих ко второй половине верхнего мела (сенон и датский ярус) и к палеогену. Мощные вулканогенные комплексы, представленные главным образом верхнемеловыми порфирами и их туфами, которые местами подстилаются эффузиями порфиритов (Баджальская, Приморская зоны) или покрываются дацитами и андезитами (хр. Ям-Алинь, нижнетретичные андезиты и андезито-базальты восточного склона Сихотэ-Алиня) имеют наибольшее развитие в Приморской зоне кайнозойской складчатости, но широко распространены и в других зонах. Они занимают большую площадь в области Главного антиклинория и Главного синклинория Сихотэ-Алиня, в западной части Хингано-Буреинского антиклинория (по границе с Зейско-Буреинской плитой и южной частью Буреинского краевого прогиба), в Баджальской антиклинальной зоне и смежных частях Биро-Урмийской и Нижне-Амурской синклинальных зон (баджальский вулканогенный комплекс), в северо-западной части Тугуро-Немиленской зоны (вулканогенный комплекс хребта Ям-Алинь), а отчасти даже и на таких древних складчатых областях, подвергавшихся мезозойским глыбовым дислокациям, как восточная окраина зоны Станового хребта, Ханкайский массив и восточная часть Корейско-Шаньдунской плиты.

Во всех этих случаях с ними связаны и молодые гранитоиды, прорывающие эффузивно-туфовые породы и принадлежащие к палеогену, а частью, может быть — к концу мелового периода. В металлогении молодых интрузий обнаруживаются сходные особенности в тектонически удаленных районах. Возникновение этих сложных магматических комплексов можно связать с глыбовыми движениями — изгибами и расколами основания — последовавшими за превращением мезозойской геосинклинали в молодую, не вполне стабильную платформу. В некоторых случаях заметна связь описываемых комплексов с зонами резких дифференциальных движений по границе областей поднятия и областей опускания (западный склон Малого Хингана, хребет Ям-Алинь) и с областями сводового поднятия (хребет Баджал, хребет Сихотэ-Алинь), начавшегося, вероятно, уже в конце мела.

ЧАСТЬ II

ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ЮЖНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И СМЕЖНЫХ ЧАСТЕЙ КИТАЯ И КОРЕИ

ВВЕДЕНИЕ

В первой части были перечислены и кратко охарактеризованы те главнейшие структурные единицы, на которые естественным образом подразделяется территория южной части Советского Дальнего Востока и смежных частей Маньчжурии и Кореи (фиг. 5). В следующих главах дается более подробное описание геологического строения. Крупные структурные единицы сгруппированы по возрасту главной складчатости, с выделением в каждой из них тех структурных этажей или ярусов, которые показаны на фиг. 3. Попутно дается характеристика структурного положения интрузивных тел и основные выводы по геологической истории соответствующего района.

Описание Зейско-Буреинской плиты, западной части древнепалеозойской складчатой зоны Станового хребта, западной части Ольдое-Селемджинской палеозойской складчатой зоны (район г. Сковородино, хр. Тукурингра, хр. Джагды) и мезозойской Верхне-Зейской впадины дается в чрезвычайно сжатом виде, поскольку эти тектонические зоны подробно описаны М. С. Нагибиной в объяснительной записке к тектонической карте Дальнего Востока и в других работах.

Глава 1

ОБЛАСТИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ (ЩИТЫ, ПЛАТФОРМЫ), ПЕРЕРАБОТАННЫЕ В НЕКОТОРЫХ ЗОНАХ СКЛАДЧАТОСТЬЮ МЕЗОЗОЙСКОГО ЦИКЛА

1. ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЗОНА КАЛЕДОНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ СТАНОВОГО ХРЕБТА

Не рассматривая структуру всей восточной части Сибирской платформы, мы коснемся только того ее участка, расположенного в бассейнах рек Учура и Маи, который непосредственно примыкает к складчатой зоне южной части Советского Дальнего Востока. Геология бассейнов рек Учура и Маи освещена, помимо прежних работ В. Н. Зверева (Зверев, 1914), в трудах А. И. Иванова, М. Я. Столяра, А. А. Леонтовича, В. Н. Махаева, А. К. Матвеева, В. А. Ярмолюка, Ю. К. Дзевановского, В. И. Петишкина и других геологов (Столяр, 1934; Леонтович, 1937; Дзевановский, 1939; Тр. ДВБАН, 1948; отчеты А. А. Леонтовича и Н. А. Ракова, 1939-ф; А. К. Матвеева, П. Д. Шкляева и В. А. Кузьмичева, 1942-ф; В. А. Ярмолюка, 1941-ф).

В строении Сибирской платформы здесь выделяются три структурных яруса: а) нижний ярус, представляющий собой архейский комплекс гнейсов, гнейсо-гранитов, мраморов и амфиболитов, в котором интенсивные сложные дислокации сильно метаморфизованных осадочных пород имеют как северо-восточное, так и северо-западное простирание; б) средний ярус — протерозойские и кембрийские отложения, почти не нарушенные в нижнем течении Учура и Маи и более дислоцированные в складчатой зоне Джугджура, и в) верхний ярус, представленный главным образом мезозойскими (юра, нижний мел) угленосными континентальными отложениями Алгаминской депрессии и др.

Полоса мезозойских депрессий протягивается далеко на запад в бассейн верхнего течения рек Тимптона и Алдана, среднего течения р. Олекмы и истоков р. Калар. Они в совокупности намечают большой (около 800 км в длину) краевой прогиб, возникший в середине мезозоя вблизи зоны крупных глыбовых поднятий, располагавшейся на окраине платформы в области нынешнего Станового хребта и его северных предгорий. Располагаясь в середине площади выходов архея, изображаемой на тектонических картах А. Д. Архангельского (1941) и Н. С. Шатского (1932) как Алданский кристаллический массив, этот прогиб разделяет ее на две части — северную и южную, геологическая история которых была различна.

Южная часть Алданского щита вместе с древней каледонской складчатой зоной Станового хребта участвовала в глыбовых движениях мезо-

зойской эры в качестве крупного геоантиклинального поднятия. Эти поднятия возобновились здесь и в новейшее время (неоген, четвертичный период). Ось всей южной зоны Алданского массива приблизительно совпадает с осевой линией возвышенностей восточной части Станового хребта и хребта Джугджур. Именно благодаря этим неоднократным и мощным поднятиям зона Станового хребта и южной части хребта Джугджур лишилась имевшегося здесь покрова протерозойских и нижнепалеозойских отложений и была эродирована настолько глубоко, что почти везде оказался вскрытым архейский фундамент. Это, как и в соседних частях Забайкалья, затрудняет или даже делает совсем невозможной расшифровку палеозойских и мезозойских складчато-глыбовых структур *южной зоны Алданского массива.*

Такая расшифровка становится возможной далее к юго-западу, где в пределах Восточного Забайкалья наличие определенным образом ориентированных впадин, заполненных континентальными мезозойскими отложениями, дает возможность разобраться в характере деформаций мезозойского цикла (Лучицкий, 1950; Нагибина, 1946; Лучицкий и Нагибина, 1948). Расшифровка деформаций мезозойского цикла, захвативших *восточную часть Сибирской платформы,* возможна и у северовосточного окончания архейского выступа, в той зоне, которая располагается к востоку от линии, соединяющей пос. Нелькан на р. Мае с выходами юры, имеющимися на р. Юдоме в 50 км от ее впадения в р. Маю. Эта зона, охватывающая хр. Джугджур, верховья р. Маи и среднее течение р. Юдомы, находится на продолжении складчатой зоны Верхоянского хребта, а выходы континентальных юрских пород на р. Юдоме представляют собой южное окончание Лено-Алданского краевого прогиба, заполненного главным образом юрскими и меловыми отложениями. Вместе с вышеописанным краевым прогибом Алгаминской и Верхне-Алданской депрессий этот прогиб входит в состав кольца мезозойских краевых прогибов и межгорных прогибов, охватывающих Сибирскую платформу и возникших в результате орогенических (складкообразовательных и глыбовых) движений юрского периода (Лено-Алданский краевой прогиб, Хатангский прогиб, мезозойские прогибы по южной окраине платформы в районе Нижнеудинска, Черемхова и Иркутска, межгорные впадины Забайкалья, Верхне-Алданская и Алгаминская депрессии).

Таким образом, основываясь на расположении мезозойских прогибов и крупных складчато-глыбовых деформаций мезозойского цикла, мы принимаем для восточной части Сибирской платформы деление на три различные тектонические зоны:

а) Внутреннюю зону платформы, охватывающую Алданское плоскогорье и область среднего и нижнего течения р. Маи (ниже пос. Нелькан). *Эта зона почти не участвовала в дислокациях мезозойского цикла.*

б) Зону мезозойского краевого прогиба, прерывающуюся в районе истоков Учура и пос. Нелькан. В эту зону входят Верхне-Алданская и Алгаминская депрессии и южное окончание Лено-Алданского краевого прогиба. Юрские отложения в этой зоне дислоцированы и образуют как пологие складки (в бассейне Чулмана и Хотыма), так и крутые, более мелкие складки, осложненные надвигами (по Тимптону у устья Чулмана, по верхнему течению Алдана, по Иенгре, см. Музылев, 1946-ф). Архейская площадь так называемого Алданского щита, в прежнем его понимании, подразделяется этой зоной на две части — северную, принадлежащую к вышеуказанной внутренней части Сибирской платформы, и южную, которая входит в состав внешней зоны.

в) Внешнюю зону, охватывающую как часть докембрийской платформы, так и значительную часть байкальской и каледонской складчатых зон Забайкалья и Станового хребта. Территориально к этой зоне принадлежат возвышенности Станового хребта и хребта Джугджур, а также бассейн р. Юдомы. Тектонически она представляется единой, как зона глыбовых поднятий и более сложных деформаций складчато-глыбового характера мезозойского цикла, переходящая на севере в типичную складчатую зону. На юго-западе эта зона расширяется раструбом и переходит в сложно построенную серию параллельных геоантиклиналей и синклинальных впадин Забайкалья, заполненных континентальными отложениями (Павловский, 1948).

В стратиграфическом разрезе внутренней зоны (рек Учур и Мая) выделяется несколько крупных комплексов, которые теперь, после находок кембрийской фауны на Малом Хингане и в Спасском районе Приморья, можно параллелизовать с Хинганским разрезом несколько иначе, чем это делал В. А. Ярмолюк в 1947 г. (табл. I; Ярмолюк, 1947б-ф). Нижний структурный этаж составляют архейские гнейсы и гранитогнейсы, известные как по р. Учуру (где эти породы, слюдяные сланцы и мраморы прорваны интрузиями габбродиоритов, анортозитов и розовых аляскитовых гранитов), так и по р. Мае у пос. Нелькан и в других местах. На них трансгрессивно, по выровненной поверхности, связанной с длительным и глубоким размывом, залегает средний структурный этаж, сложенный протерозойскими и кембрийскими отложениями. Протерозойские и кембрийские отложения залегают почти согласно между собою и могут быть разделены по наличию перерывов, сопровождавшихся более или менее значительным размывом, на несколько подэтажей или стратиграфических комплексов:

а) Комплекс эффузивов — порфиритов и туфов внизу, кварцевых кератофиров (70 м) вверху, развитый в верховьях р. Учур. К этому же подэтажу можно отнести красноцветные конгломераты, песчаники, красноцветные алевролиты и известняки, залегающие с некоторым размывом на эффузивах. Эта толща терригенных и карбонатных пород, известная под названием учурской свиты, имеет мощность до 1500 м и, возможно, соответствует по своему стратиграфическому положению так называемой союзненской свите Малого Хингана (слюдисто-графитовые сланцы, графитистые известняки), условно относимой к нижнему протерозою.

б) Комплекс отложений, залегающий с размывом на предыдущем комплексе и представленный внизу конгломератами, песчаниками и песчано-глинистыми сланцами (майская свита), а выше — цветными известняками с прослоями горючих сланцев (малгинская свита) и затем доломитами с водорослями *Collenia* (цыпандинская свита) и глинистыми, глинисто-кремнистыми и песчанистыми сланцами, мергелями и известняками с водорослями *Collenia* и *Conophyton* (лахандинская свита). Разрез этого комплекса заканчивается песчаниками и песчаными сланцами так называемой кандыкской свиты. Суммарная мощность всего этого комплекса отложений на р. Мае 1700—2000 м. По своему стратиграфическому положению он принадлежит к среднему и верхнему протерозою, причем со сланцевой игинчинской свитой Малого Хингана, повидимому, параллелизуются майская и малгинская свиты, а с доломитовой мурандавской свитой — доломитовая цыпандинская и глинистокарбонатная лахандинская свиты. В обеих этих свитах, подобно мурандавской, встречены водоросли верхнепротерозойского возраста.

в) Выше, после перерыва, соответствующего довольно длительному периоду размыва, к которому В. А. Ярмолюк приурочивает интрузию аляскитовых гранитов, залегает характерный для Сибирской платформы комплекс нижнекембрийских и среднекембрийских отложений, хорошо охарактеризованных фауной (трилобиты и пр.). Между нижним и средним кембрием р. Маи намечается небольшой перерыв в осадконакоплении. Нижний кембрий представлен внизу базальными песчаниками, доломитами и доломитизированными известняками юдомской свиты, а выше — пестроцветными известняками и мергелями, над которыми залегают битуминозные сланцы и битуминозные известняки с фауной трилобитов зоны *Protolenus*, указывающей на верхи нижнего кембрия. Средний кембрий состоит из известняков и мергелей с фауной средних горизонтов Cm_2 (чайская свита) и плитчатых известняков с прослоями мергелистых сланцев, охарактеризованных фауной верхней части Cm_2. По Ю. К. Дзевановскому, здесь имеется и верхний кембрий. Для сравнения укажем, что в разрезе Малого Хингана нижнему и низам среднего кембрия соответствуют сланцевая рудоносная и известняковая лондоковская свиты. Таким образом, карбонатные толщи в разрезах верхнего протерозоя и кембрия восточной части Сибирской платформы и Малого Хингана появляются приблизительно на одинаковых стратиграфических уровнях. Но железное оруденение на Хингане отмечается в низах кембрия, тогда как на платформе — в стратиграфически более древних глинистых породах лахандинской свиты (верхний протерозой).

Для тектоники внутренней зоны, охватывающей Алданское плоскогорье, характерно типичное для платформы почти горизонтальное залегание отложений среднего структурного этажа ($Prz + Cm$). Не только кембрийские, но и протерозойские отложения р. Учур обнаруживают, в отличие от архейского складчатого фундамента, только общий пологий наклон с юга на север. На р. Мае в пределах этой зоны (т. е. ниже пос. Нелькан) в протерозойско-кембрийском структурном этаже отмечается почти горизонтальное, слабо волнистое залегание с углами падения не более 1—2°, редко до 7°. Отдельные, очень пологие вздутия можно установить по выходам нижних свит на р. Мае у устья р. Маймакан и ниже впадения р. Цыпанды. Таким образом, платформенный характер залегания значительной части протерозойских отложений, трансгрессивно налегающих на архейский складчатый фундамент Алданского щита, доказывает, что эта часть Сибирской плиты, подобно Китайскому щиту, уже в протерозое превратилась в платформу, реагировавшую в дальнейшем на дислокации соседней складчатой зоны только слабым короблением.

Большое количество мелких щелочных интрузий, характерных для Алданского щита, сосредоточено в поясе почти широтного простирания, который начинается на западе у г. Алдан и заканчивается на востоке в районе пос. Нелькан. Этот пояс параллелен северной границе внешней дислоцированной зоны платформы (т. е. зоны Станового хребта). Один из щелочных интрузивов западной части этого пояса был подробно описан Ю. А. Билибиным (1947-а). Интересен факт наличия в этой же внутренней зоне платформы, недалеко от ее края, правильных куполовидных структур, может быть связанных с лакколитами (г. Кондор в районе Топтоканского хребта вблизи истоков р. Омня).

Зона краевого прогиба, отделяющая внутреннюю зону Сибирской платформы от зоны Станового хребта и хребта Джугджур, включает Верхне-Алданскую и Алгаминскую депрессии на юго-западе и южное окончание Лено-Алданского прогиба на севере, т. е. на р. Юдоме

в районе пос. Усть-Миль. Между этими участками краевой прогиб сходит на нет, частью заменяясь краевым швом (Нельканский надвиг на р. Мае в 20 км к востоку от пос. Нелькан). Типичная платформенная структура внутренней зоны граничит по краевому шву со своеобразной складчатой структурой внешней зоны восточной части Сибирской платформы. Западная часть описываемого краевого прогиба была выделена Е. В. Павловским под названием Тимптоно-Гонамского синклинория (1948).

В Алгаминской депрессии непосредственно на архейских породах трансгрессивно залегают пресноводно-наземные отложения мезозоя. Они представлены в нижней части песчаниками и конгломератами, относящимися к юре или к мелу. Выше по разрезу они сменяются песчаниками, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, которым подчинены пласты угля. Флора, собранная в угленосных отложениях, указывает на принадлежность их к никанскому ярусу (нижний мел). Юрские и меловые отложения Алгаминской депрессии образуют крупную синклиналь с крутым падением южного крыла (до 45°) и более пологим, под углом 6—12°, падением к югу тех слоев, которые слагают ее северное крыло. Накопление мощных флювиогляциальных четвертичных отложений в районе озера Большого Тако может указывать на недавнее прогибание центральной части этой синклинали.

Юрские отложения р. Юдомы представлены песчаниками и конгломератами. Севернее, в Лено-Алданском прогибе получают большое развитие угленосные отложения верхней юры и нижнего мела.

Внешняя, переработанная мезозойскими орогеническими (глыбовыми и складкообразовательными) движениями зона Сибирской платформы и смежных каледонид охватывает, как уже говорилось, возвышенные части Станового хребта и хребта Джугджур. На пересечении, пройденном через бассейн р. Маи и хребет Джугджур, А. А. Леонтович обнаружил интереснейшую картину постепенного усиления складчатости при движении с северо-запада на юго-восток, т. е. из внутренней зоны докембрийской платформы к ее периферии, переработанной мезозойским орогенезом (фиг. 6).

Северо-западная часть пересечения проходит во внутренней, уже описанной части платформы. Здесь на р. Мае между пос. Нелькан и устьем р. Ципанды кембрийские и протерозойские отложения залегают горизонтально. Как уже указывалось на основании позднейших, более детальных, исследований В. А. Ярмолюка по этому же району, здесь имеются отдельные пологие антиклинальные вздутия (например, на р. Иннили, где среди кембрия имеется купол, сложенный археем), а углы наклона слоев обычно не превышают 1°, редко возрастая до 7°. Разрывы сплошности пород здесь наблюдаются редко и представляют собой небольшие подвижки, изверженные породы почти не встречаются. В целом отмечается очень пологий наклон от центра к периферии внутренней зоны платформы, т. е. погружение пород к северо-востоку по мере приближения к краевому шву. Наклон слоев становится более отчетливым севернее, в районе р. Б. Крестях и нижнего течения р. Юдомы, где уже отчетливо выявляется краевой прогиб вблизи этого шва.

Краевой шов, т. е. разрыв, заменяющий по простиранию структуру краевого прогиба на том участке, где краевой прогиб редуцирован, был изучен А. А. Леонтовичем и В. А. Ярмолюком в районе пос. Нелькан (так называемый Нельканский надвиг). Нельканский надвиг разделяет внутреннюю, типично платформенную зону и зону внешнюю, в которой платформа переработана складчатостью. На правом берегу р. Маи ниже

впадения р. Уй надвиг проходит через возвышенность, поднимающуюся на 250 м над уровнем реки. Юго-западная часть возвышенности сложена полого падающими (2—3°) на северо-восток, т. е. под надвиг, известняками среднего кембрия (чайская свита) и нижнего кембрия. Северо-восточная часть возвышенности сложена собранными в крутые складки песчаниками кандыкской свиты верхнего протерозоя, надвинутыми в юго-западном направлении на плитчатые известняки верхов среднего кембрия. Поверхность надвига имеет простирание СЗ 330° и падение на СВ 60° под углом 15—20°. Вертикальное смещение по нему достигает 700 м, а горизонтальное — 2—2,5 км (Ярмолюк, 1941-ф).

В юго-восточной части пересечения, от Нельканского надвига до оси хребта Джугджур, отложения верхнего протерозоя и нижнего кембрия дислоцированы в северо-восточном направлении, образуя ряд антиклиналей и более узких синклиналей. Юго-восточные крылья антиклиналей пологие и широкие, а северо-западные — узкие и круто наклоненные. Во многих случаях северо-западные крылья являются перевернутыми, а складки опрокинутыми на северо-запад. Иногда развиваются надвиги с юго-востока на северо-запад, благодаря которым опрокинутые северо-западные крылья антиклиналей оказываются нацело перекрытыми надвинутым блоком юго-восточного крыла. Здесь наблюдается значительное количество пластовых и секущих даек габбро-диабазов, причем по мере приближения к осевой части Джугджура увеличивается как интенсивность дислокаций, так и насыщенность магматическими породами. Помимо этих дислокаций северо-восточного простирания (с углами падения до 70—90°) здесь, так же как и на северо-западном спокойном участке пересечения, наблюдалась пологая поперечная волнистость северо-западного, близкого к широтному простирания с углами падения до 4—15° (Леонтович, 1937).

В осевой части Джугджура, вблизи водораздела, дислоцированный средний структурный этаж платформы перекрыт покровами юрско-меловых и более молодых эффузивов. Здесь большое развитие получают крупные интрузии мезозойских гранитов, вытянутые в северо-восточном направлении. Платформа в пределах Джугджура настолько переработана орогеническими движениями и настолько пронизана магматическими телами мезозойской эры, что отличие ее от типичных складчатых областей тихоокеанского пояса становится уже мало существенным. На *юго-восточном склоне хребта Джугджур в районе Аяна мы* вступаем в палеозойскую геосинклинальную складчатую зону, сильно переработанную мезозойскими движениями (см. ниже; Леонтович и Раков, 1939-ф; Тр. ДВБАН, 1948).

Сложные дислокации внешней части Сибирской платформы хорошо видны из геологической карты района, расположенного между р. Маей (выше пос. Нелькан) и р. Юдомой. Здесь протягивается в направлении, близком к меридиональному, несколько крупных антиклиналей, сложенных протерозойскими и нижнекембрийскими отложениями и осложненных разрывами.

Нелькано-Юдомская антиклиналь, ограниченная с запада надвигом «краевого шва», прослеживается от пос. Нелькан до района, расположенного ниже пос. Сарданах на р. Юдоме. Челатская антиклиналь между пос. Кавалькан на р. Мае и пос. Ытыга на р. Юдоме также ограничена разрывом по западному крылу. В синклинали между ними появляются верхнекембрийские породы. По направлению к северу антиклинали погружаются и входят в систему складок Верхоянского хребта. По направлению к востоку, в области истоков рек Маи и Юдомы, также происходит

погружение протерозойско-кембрийского комплекса под мощную толщу, силурийских отложений платформенного типа и верхнепалеозойских (а в истоках левого притока р. Маи — р. Нудыми — и верхнетриасовых) отложений, типичных для верхоянского геосинклинального комплекса. При этом складки платформенного комплекса протерозойских и нижнепалеозойских отложений органически входят в систему складок верхоянского геосинклинального комплекса.

Как показали исследования Д. Ф. Бойкова в Нижне-Юдомском районе, «складчатость, собравшая в складки сланцевую свиту P_1, сказалась и на породах известнякового палеозоя (главным образом кембрия.— *П. К.*), т. е. эти свиты не были фундаментом, а участвовали в складкообразовании. Породы нижнего палеозоя характеризуются в Нижне-Юдомском районе сравнительно спокойной складчатостью, выражающейся в чередовании больших антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного простирания. Углы падения обычно невелики, редко достигают величины 60—70°. Оси этих складок погружаются к северо-востоку, и породы известнякового палеозоя в этом направлении быстро скрываются под мощной толщей верхнепалеозойских пород, образуя антиклинальные ядра складок верхнепалеозойского комплекса» (Бойков, 1940). В области истоков р. Маи и на р. Нудыми кембрий, дислоцированный совместно с верхним палеозоем, прорван крупными интрузиями мезозойских гранитов.

Возраст складчатых дислокаций северо-восточного простирания, захвативших вероятно не только палеозой, но и архейское основание в периферической зоне Сибирской платформы, следует считать в основном мезозойским (юра, мел). Несогласия между различными свитами разреза — протерозойско-кембрийским комплексом, силуром, верхоянским комплексом (главным образом $P + T_3$) — хотя и имеются, но все же незначительные и выявляются только при тщательном картировании.

Уже В. Н. Зверев заметил, что в районе Юдомы и Маи степень дислоцированности различных по возрасту отложений (кембрий, триас) находится в зависимости не столько от положения в стратиграфическом разрезе, сколько от большей или меньшей удаленности их от центральных, недислоцированных частей платформы. Таким образом, в восточной части Сибирской платформы и смежной части Верхоянской геосинклинали можно наблюдать почти согласное, хотя и разделенное перерывами, залегание кембрийских, силурийских, пермских и триасовых отложений, совместно дислоцированных благодаря интенсивным тектоническим движениям второй половины мезозоя (главным образом нижнемеловой эпохи). Аналогичную картину можно наблюдать и в северной части Сибирской платформы (Хараулахские горы), где в разрезах северо-западной части Верхоянской геосинклинальной зоны нижний палеозой представлен отложениями платформенных фаций (известняки и пр.) и где край платформы в нижнем течении р. Лены захвачен складчатыми дислокациями с образованием надвигов, перемещавшихся в сторону платформы.

В Забайкалье и в области верхнего течения Олекмы и Витима мезозойские складчато-глыбовые дислокации захватили как край платформы, так и выделяемые И. В. Лучицким зоны каледонид и герцинид. Это позволяет предполагать, что и в том интервале — от истоков Витима и Олекмы на юго-западе до р. Маи на северо-востоке,— где не сохранилось ни протерозойско-кембрийских, ни мезозойских пород, внешняя зона Сибирской платформы и смежная часть каледонид тоже подвергались сложным дифференциальным глыбовым или складчато-глыбовым

движениям и большому общему поднятию в области Станового хребта. Указанием на такой характер движений являются впадины забайкальского типа к востоку от верховьев р. Тимптон (восточнее г. Нагорного, приблизительно на широте 56°), заполненные континентальной юрой.

2. ДОКЕМБРИЙСКОЕ ЯДРО ЗЕЙСКО-БУРЕИНСКОЙ ПЛИТЫ

Структура докембрийского ядра Зейско-Буреинской плиты не может быть выяснена сколько-нибудь полно, так как докембрий обнажается здесь только в узких полосах по р. Зее выше впадения Селемджи, по Амуру выше Благовещенска и в некоторых участках хребта Турана. Архейские, а частью, может быть, и протерозойские отложения покрыты здесь почти горизонтально залегающими континентальными верхнемеловыми и третичными отложениями и эффузивами мезозойского возраста. Местами они разбиты сбросами. Как показали исследования М. С. Нагибиной, древнее докембрийское ядро Зейско-Буреинской плиты окаймлено с севера зоной складок вышележащего комплекса карбонатных и терригенных отложений протерозоя или нижнего палеозоя (Нагибина, 1951-ф). Эти отложения, выделяемые под названием тукурингрской свиты, повидимому, по возрасту в основном соответствуют хинганскому комплексу ($Prz + Cm_1$). Дуга складок этого комплекса, обращенная выпуклостью к северу, в свою очередь обрамляется дугообразной зоной складок силурийского комплекса (S_2 и верхняя часть S_1), принадлежащей к каледонско-герцинской складчатой зоне. Эта зона выходит к р. Амуру в 100—250 км выше Благовещенска.

В самом архейском или архейско-протерозойском ядре Зейско-Буреинской плиты складчатые дислокации на р. Зее параллельны складкам этих дуг. Таким образом, здесь выпукло выступает картина закономерного обрастания докембрийского ядра складчатыми сооружениями древнего палеозоя. Судя по выходам гнейсов на правобережье Амура в хребте Ильхури-Алинь и по р. Нонни, докембрийское ядро Зейско-Буреинской плиты может оказаться северным продолжением Китайской платформы.

3. КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ)

Не касаясь структуры всей Китайской платформы в целом, описанной Хуаном (Huang, 1945; Weller, 1944), Ли Сы-гуаном (1952), С. Чу (1939), В. М. Синицыным (1948) и А. Н. Криштофовичем (1932), мы остановимся только на главных вопросах геологического строения ее северной части, т. е. Маньчжурии и Кореи.

В составе северной части Китайской платформы мы различаем: а) Корейско-Шаньдунскую плиту, охватывающую большую часть Кореи и китайскую провинцию Шань-дун. На значительной части этой плиты покров нижнепалеозойских и верхнепротерозойских отложений удален эрозией и обнажены архейские породы (Северо-Корейский массив, Южно-Корейский массив, Шань-дун), б) Восточно-Маньчжурскую зону, в которой платформа особенно сильно переработана складчато-глыбовыми дислокациями мезозойского цикла, в) Центрально-Маньчжурскую плиту, занимающую низменность Центральной Маньчжурии и р. Ляохэ, г) Северо-Маньчжурский массив, намечающийся по единичным выходам гнейсового основания в хребте Ильхури-Алинь и в китайской части Малого Хингана (т. е. в хребте Доуссе-Алинь).

С запада к Маньчжурской плите и Северо-Маньчжурскому массиву примыкает чрезвычайно слабо изученная в геологическом отношении

складчатая зона Большого Хингана. По этой зоне имеются лишь пересечения П. А. Кропоткина (1864 г.), затем Э. Анерта и других — по линии железной дороги Хайлар—Цицикар (Анерт, 1903, 1904; Ahnert a. Smirnov, 1938), а также японского геолога Ямашима в 1935 г. от устья р. Уров до р. Ган, правого притока р. Нонни (см. Fochler-Hauke, 1938; Plaetschke, 1937). Наблюдения по этим пересечениям содержат главным образом петрографические данные. Анерт указывает в районе Большого Хингана *находки известняков с фауной верхнего палеозоя*. Ли упоминает о наличии фаунистически охарактеризованных отложений силура, нижнего девона, среднего девона, нижнего карбона и среднего карбона в северной Маньчжурии — в основном, повидимому, в районе Большого Хингана (Ahnert, 1934; Ли, 1952). Тейляр де-Шардэн принимает для Большого Хингана в районе 49° с. ш. приблизительно такое же строение, как и на 44° с. ш., с широким развитием осадочно-вулканогенного комплекса, включающего пермь и значительную часть мезозоя (в частности — нижнеюрских отложений), интрудированного верхнемезозойскими гранитами (Licent and Teilhard de Chardin, 1930).

Повидимому, в зоне Большого Хингана имеются как образования типа варисцид или каледонид с большим развитием верхнесилурийских и девонских отложений, сходных с таковыми северной и западной частей Зейско-Буреинской плиты и Ольдое-Селемджинской зоны, так и образования типа складчатых зон верхоянского цикла (C_3 — Cr_1) и краевых прогибов, заполненных континентальным мезозоем. Общее простирание складок Большого Хингана северо-восточное.

Как отмечает Анерт, в южной части Большого Хингана имеют большое развитие мезозойские отложения, на широте Маньчжурской ж. д.— палеозой, а в северной части — протерозой и архей. «Протерозой и архей слагают также гранитный массив Околдой, который стоит обособленно в западной части северного конца нагорья Большого Хингана и является самой высокой из возвышенностей этой области. Палеозой найден также на северо-восточном окончании Большого Хингана. Вблизи Амура (как и севернее, в пределах русского Приамурья) появляются у северного подножия горной группы Околдоя и у северо-западного окончания Большого Хингана отложения предположительно юрского возраста» (Ahnert, 1936).

Анализ геологических данных и новейших гипсометрических карт показывает, что водораздел между реками, стекающими на юго-запад к р. Аргунь или на юго-восток к р. Нонни, и реками, стекающими на север к тому участку Амура, который находится между слиянием Шилки и Аргуни и широтой г. Свободного (р. Амурхэ или Албазиха, р. Хумаэрхэ или Кумара и др.), имеет значение крупной морфологической и тектонической границы. На этом водоразделе находится горная группа Околдой (г. Толошань, 1320 м), сложенная, по данным Ямашимы и Анерта, гранитами и гнейсами.

Такие же породы широко распространены по Албазихе и другим рекам к северо-востоку от Околдоя почти до Амура. По другую сторону Амура на территории СССР древние (палеозойские, по И. В. Лучицкому) граниты выступают на больших площадях между р. Б. Невер и р. Уркан южнее станции Б. Невер и в районе ст. Талдан, Магдагачи и Тыгда. Западнее станции Магдагачи получают развитие гнейсы и кристаллические сланцы архейского фундамента западной части Зейско-Буреинской плиты. Морфологически бассейн Албазихи и весь район к северу от вышеописанного водораздела тоже сильно отличается от нагорья Большого Хингана своей небольшой высотой (300—700 м) и общим характером не

очень сильно приподнятого пенеплена, расчлененного врезанными в него реками, стекающими в Амур.

Это позволяет предполагать, что область к северу и северо-востоку от Околдоя представляет собою в геологическом отношении одно целое с Зейско-Буреинской плитой и сложена главным образом древними (палеозойскими и докембрийскими) комплексами. Юрские отложения краевого прогиба, известные у западного края Зейско-Буреинской плиты, имеются, судя по указаниям Анерта, и на правобережье Амура в районе устья р. Албазихи и западнее.

Северо-Маньчжурский массив намечается по очень скудным данным относительно распространения гнейсов, метаморфических пород и гранитов в области нагорьев Ильхури-Алиня и Доуссе-Алиня (Китайского Малого Хингана). Вышеописанная область рек Албазихи (Амурхэ) и Кумаэрхэ сливается с Ильхури-Алинем в геологическом и морфологическом отношении.

Нагорье Ильхури-Алинь, составляющее в своей наиболее возвышенной части водораздел между бассейном р. Нонни и бассейном коротких рек, стекающих к Амуру выше и ниже Благовещенска, представляет собой плоскогорье, расчлененное долинами. Подъем от р. Нонни очень пологий. Поверхность третичного пенеплена по мере удаления от Маньчжурской низменности постепенно поднимается до высоты 600—800 м над уровнем моря. Как указывает Э. Анерт, судя по данным, имеющимся на маршрутах Мергень—Айгунь и Мергень — Кумаэрхэ — Мохо, «Ильхури-Алинь представляет собой сильно эродированное и выровненное древнее нагорье, не менее древнее, чем Большой и Малый Хинган. Оно состоит в центральных частях преимущественно из архейских гнейсов и гранитов, которые у краев нагорья сопровождаются метаморфическими допалеозойскими или древнепалеозойскими породами и молодыми эффузивами.. Складки и сбросы имеют здесь не северо-восточное, а северо-западное простирание, как и в архейских гнейсах Ляодунского полуострова» (Ahnert, 1936).

Докембрийские гнейсы выходят в верхнем и среднем течении р. Фабира к северо-западу от г. Сахаляна (Анерт, 1928), по Амуру у г. Сахаляна (почти против Благовещенска) и в 60 км выше по течению Амура, затем по р. Нонни в 120 км севернее Мергеня, а также по рекам Кэлохэ и Ганьхэ к востоку и северо-западу от Мергеня. Здесь они подробно описаны Таном и Уонгом, которые установили, что архей трансгрессивно перекрывается кварцитами, предположительно относимыми к синийской формации. По мере приближения к Мергеню гнейсы погружаются под слабо дислоцированные нижнемеловые континентальные отложения, принадлежащие уже к комплексу отложений Маньчжурской плиты, заполняющих Маньчжурскую низменность (Tan and Wang, 1929).

На карте Анерта вся область Ильхури-Алиня к востоку от верхнего течения р. Нонни и весь Доуссе-Алинь (Китайский Малый Хинган) вплоть до левобережья р. Сунгари показаны как площадь распространения гранитов (Ahnert, 1936). По данным И. И. Берсенева и других, южная часть Доуссе-Алиня к востоку от Хайлуня (т. е. приблизительно в 200—250 км к север-северо-востоку от Харбина) сложена гнейсами, а далее на юго-восток вплоть до устья р. Муданьцзян на огромном протяжении распространены граниты, похожие на так называемые буреинские граниты хребта Турана. Гнейсы указываются на левобережье р. Сунгари у Саньсина ниже впадения р. Муданьцзян, в приустьевой части р. Муданьцзян и на восточном склоне Китайского Малого Хингана вблизи

копей Синшанчжэнь (в 60 км севернее Цзямусы; Анерт, 1928; Анерт, 1913; Анерт, 1904).

По съемкам русских геологов, произведенным в 1900-х годах на правобережье Амура, структура Малого Хингана между Пашково и Лобэй продолжается на юг с небольшим изменением простирания (ВСВ). На правобережье закартированы архейские гнейсы (в районе Фошаня), протерозойские метаморфические породы и древние граниты. В морфологическом отношении Доуссе-Алинь представляет собой плоскогорье с хорошо выраженной поверхностью выравнивания на водоразделах. Эта поверхность благодаря сводовому поднятию располагается в центральной части возвышенности на высоте 1000—1250 м над уровнем моря, а по краям — на высоте 400—600 м. Долины, разделенные плоскими водоразделами, врезаны в это плоскогорье на глубину от 100 до 500 м.

Таким образом, повсюду, где — в центральных или периферических частях — изучалось геологическое строение Доуссе-Алиня, были обнаружены докембрийские метаморфические породы или глубоко эродированные древние граниты. Все это позволяет с большой долей вероятия рассматривать Доуссе-Алинь (Китайский Малый Хинган), Ильхури-Алинь, область к северо-востоку от горного массива Околдой и значительную часть Зейско-Буреинской плиты как тектонически связанный регион, в котором докембрийский складчатый фундамент лежит у поверхности или на небольшой глубине.

Кристаллический фундамент погружается под почти недислоцированные меловые и третичные отложения как на севере, в области Зейской низменности, так и на юге, в области Маньчжурской низменности, выделяемой по тектоническим признакам в качестве Центрально-Маньчжурской плиты. В промежутке, т. е. в области нагорьев Ильхури-Алиня и Доуссе-Алиня, фундамент приподнят на значительную высоту благодаря новейшим сводовым поднятиям. На востоке, по левобережью р. Сунгари, структура Доуссе-Алиня сильно переработана мезозойскими складчато-глыбовыми дислокациями, и здесь мы уже переходим в своеобразную тектоническую область Восточной Маньчжурии (см. ниже).

Центрально-Маньчжурская плита в своих тектонических контурах почти совпадает с границами Маньчжурской низменности. Она изучена лучше, чем Северо-Маньчжурский массив. На большей части этой территории распространены континентальные четвертичные отложения. В восточной части, начиная от района г. Харбина, имеют развитие континентальные отложения, которые Э. Анерт относил к неогену (1913). По окраинам Центрально-Маньчжурской плиты из-под кайнозоя выступает континентальный мел и, ниже меловых осадков, докембрийский фундамент платформы. Так, в северной части плиты в окрестностях Мергеня и в 90 км к юго-западу от этого города (на правом берегу р. Нонни) на довольно большой площади выходят на дневную поверхность архейские гнейсы и гранито-гнейсы. На них трансгрессивно залегает нижнемеловая свита Ненцзян — серые глинистые, иногда известковистые сланцы с *Estheria middendorfi* Jones и растительными остатками. В 120 км к юго-востоку от Мергеня в районе Кэшоня, а также в районе вулканов Уюн-Холдонгир имеют развитие меловые отложения свиты Ганьхэ, представленной в верхней части андезитами, трахитами, риолитами и их туфами, а в нижней — серыми песчаниками и сланцами с пропластками угля и остатками растений *Cephalotaxopsis, Zamites, Czekanowskia* (Tan and Wang, 1929). В районе вулканов Уюн-

Холдонгир к востоку от Мергеня подобная же толща перекрыта базальтовыми лавами. Последние излияния этих вулканов относятся к XVIII веку (Заварицкий, 1939; Ogura, Nakagawa and oth., 1936).

Свита Ганьхэ по возрасту принадлежит к нижнему или верхнему мелу. Как и свита Ненцзян, она подверглась слабым волнообразным дислокациям платформенного типа. Слабо дислоцированные меловые отложения выходят вблизи г. Харбина, где они охарактеризованы флорой и остатками позвоночных (Анерт, 1934). Возможно, что здесь мы имеем куполовидную структуру. Меловые (?) отложения прослеживаются у края Маньчжурской низменности между г. Чанчунем и р. Ляохэ. Докембрийский фундамент выступает из-под кайнозойского покрова на холмах правобережья р. Ляохэ к северу от Мукдена (в районе г. Факу) и по р. Хуанхэ (правому притоку р. Ляохэ) в 200 км к западу от Чанчуня. Южная, продолжающаяся к Ляодунскому заливу, часть Маньчжурской низменности известна под названием долины Тайцзэхы. В ее разрезе, по последним данным Ли, имеются отложения пермские, нижнеюрские, среднеюрские, верхнеюрские, нижнемеловые и верхнемеловые. Все они представлены континентальными терригенными образованиями, содержащими растительный материал; в нижнем мелу есть вулканогенные породы (Ли, 1952).

Вулканы верхнечетвертичного времени имеются по окраинам Центрально-Маньчжурской плиты не только в районе Мергеня, где они известны со времен путешествий П. А. Кропоткина (1865) и Н. К. Вислоуха (1911), но и в южной части плиты в 120—200 км к западу от г. Чанчуня. Здесь вблизи вышеупомянутого выступа докембрийского основания имеется 7 вулканических куполов, сложенных базальтами и трахибазальтами (Ogura, Sawatari and Murayama, 1939). В целом создается впечатление, что Центрально-Маньчжурская плита представляет собой крупную депрессию, возникшую приблизительно в середине мезозоя на докембрийской платформе, имевшей такой же протерозойско-палеозойский осадочный чехол, как и более южные районы Маньчжурии или Корейско-Шаньдунская плита. Остатки этого чехла сохранились в виде синийских кварцитов к северо-западу от Мергеня и в виде синийских, древнепалеозойских и пермских отложений у западного и восточного (Мукден — Инкоу) краев низменности, в низовьях р. Ляохэ. Эта низменность составляет южное окончание Центрально-Маньчжурской плиты (так называемая долина Тайцзэхы).

Депрессия была заполнена нижнемеловыми (а в более глубоких частях — вероятно и юрскими), меловыми, третичными и четвертичными континентальными отложениями. В верхнемеловое и третичное время здесь создались условия, довольно сходные с теми, которые возникли на Зейско-Буреинской плите и Ханкайском массиве. Поэтому в пределах Центрально-Маньчжурской плиты можно надеяться обнаружить, при более детальном изучении, непрерывный разрез осадочных и вулканогенных верхнемеловых и нижнетретичных отложений, подобный амурскому, а также миоценовые и плиоценовые континентальные комплексы.

Как указывают Лисан и Тейляр-де-Шардэн, средний и верхний плейстоцен Маньчжурской низменности представлен фациями: песчаной — в центре бассейна, лёссовой и типа лёссовидных суглинков — по краям бассейна. Фауна, находимая в этих отложениях к северу от 42° с. ш., имеет характер, отличный от плейстоценовой ископаемой фауны Китая. Маньчжурская фауна отличается присутствием северных животных — бизона и мамонта (Licent and Teilhard de Chardin, 1930; Loukashkin, 1936; Ahnert, 1934).

В южной (к югу от 44° с. ш.) и в восточной (в районе Чанчуня) частях структура этой депрессии была нарушена поднятиями; таким путем, повидимому, возникли выступы складчатого основания в 200 км к западу от Чанчуня, к западу и северу от Мукдена и т. д. Кроме того, у окраин плиты образовались расколы, с которыми связано, в частности, возникновение верхнечетвертичных вулканов Мергеньской группы и бассейна р. Ляохэ. Куполовидные и полого-складчатые дислокации имели развитие вблизи окраин Маньчжурской низменности и местами вывели к поверхности меловые отложения (например, в районе Харбина).

При таком строении Центрально-Маньчжурская плита представляется тектонической областью, перспективной в отношении угленосности (известной, например, в меловых отложениях) и нефтеносности.

Восточно-Маньчжурская зона представляет собой своеобразную тектоническую область, в которой докембрийская платформа очень сильно переработана мезозойскими движениями. Западная граница Восточно-Маньчжурской зоны протягивается от Малого Хингана к Чанчуню, Мукдену и западному берегу Ляодунского полуострова, а восточная проходит в районе Китайско-Корейской границы и восточного побережья Ляодунского полуострова. Таким образом, эта зона лежит прямо на продолжении мезозойских складчатых структур Хинган*о-Буреинского антиклинория, Биро-Урмийской зоны, Баджальского и* Бикинского антиклинориев и складок верхнего палеозоя западной части Ханкайского массива. Вместе с тем, большая часть этой области занята выходами докембрия и тех верхнепротерозойских и палеозойских формаций, которые образовывали типичный платформенный осадочный чехол Северо-Китайской платформы, но подверглись в мезозое интенсивным складчато-глыбовым дислокациям, захватившим фундамент платформы.

Южная часть Восточно-Маньчжурской зоны — Ляодунский полуостров и район Мукдена с угольными месторождениями Фушуня и железными рудами Аншаня—изучена с большой полнотой благодаря работам русских, китайских и японских геологов (Ли, 1952, Богданович, 1900). Современное состояние геологических данных отражено на геологической карте Китая масштаба 1 : 1 000 000, изданной в 1948—1950 гг. Китайским геологическим комитетом (General Geolog. Map of China, 1948). Для средней части Восточно-Маньчжурской зоны, расположенной в верхнем и среднем течении р. Сунгари, приходится опираться главным образом на старые работы Э. Анерта (Анерт, 1903, 1904) и составленную им в 1913 г. геологическую карту Маньчжурии и Дальнего Востока (Анерт, 1913), *которая с некоторыми искажениями была воспроизведена* в масштабе 1 : 3 000 000 на японской геологической карте Маньчжурии, изданной в 1940 г. (Saito, 1940). Большую ценность представляет карта размещения выходов гранитов (главным образом фундамента платформы) и размещения угольных месторождений (Ahnert, 1936). Угли отчетливо приурочены к грабенообразным впадинам Восточно-Маньчжурской зоны, заполненным континентальным мезозоем. Северо-восточная часть зоны изучена очень слабо. Помимо тех же источников, здесь могло быть использовано описание угленосного района Суньшаньчжэнь севернее г. Цзямусы на левобережье р. Сунгари (Анерт, 1928).

В южной части зоны на архейских гнейсах и гранитах трансгрессивно залегают отложения синийской системы (кварциты с прослоями филлитовых сланцев, известняки и доломиты), кембрия (Cm_1 — песчаники, Cm_2 и Cm_3 — главным образом известняки с пачками мергелистых сланцев) и нижнего и среднего ордовика (S_1, главным образом известняки,

частью доломиты). Они в совокупности составляют характерный для северного Китая комплекс платформенных осадков (Ли, 1952; Resser and Endo, 1936; Matsushita, 1935). Выше этого древнего комплекса залегает комплекс верхнепалеозойских (C_2—P) морских и континентальных отложений. Песчано-сланцевые угленосные и бокситоносные отложения перми начинают собой тот период платформенного развития, который характеризуется исключительно континентальным режимом. Выше перми залегает немая красноцветная толща (триас) и песчано-сланцевые, с конгломератами и пластами угля, толщи юрского и мелового возраста. К верхам мела относятся туфогенные песчано-сланцевые отложения, к палеогену — фушунская угленосная свита.

Все эти отложения, от синийских до нижнетретичных, в той или иной степени дислоцированы. Период дислокаций падает в основном на юру и нижний мел (иеншаниды, по Хуану и др., Huang, 1945). Характер этих дислокаций отличается от типичной складчатости геосинклинальных областей и должен быть отнесен к числу деформаций платформенного типа, но бóльшей интенсивности, чем это обычно наблюдается на платформах. Здесь мы видим неправильные, вытянутые в восток — северо-восточном направлении мульды с крутыми бортами, заполненные в центре нижним палеозоем (к югу и юго-востоку от Мукдена) или, кроме того, и верхнепалеозойскими и меловыми отложениями (мульды к северу от Фушуня и к востоку от Тунхуа), своеобразные коробчатые антиклинали между этими мульдами и другие формы тектонических структур. Общее направление вытянутости этих структур — северо-восточное и почти широтное.

Средняя часть Восточно-Маньчжурской зоны в районе Чанчуня и верхнего и среднего течения р. Сунгари представляет ряд чередующихся между собой горстообразных выступов докембрийского фундамента и *грабенообразных синклинальных впадин, заполненных континентальными* отложениями верхнего палеозоя и мезозоя. Самая длинная из этих впадин протягивается на 300 с лишним километров от района Сыпингая через район Гирина до среднего течения Сунгари при ширине от 6 до 18 км. В ней сосредоточена целая цепь угольных месторождений. Углы падения в толщах угленосного мезозоя обычно колеблются от 10 до 50°. Разделяющие их горстообразные выступы докембрия часто имеют протяженность и ширину порядка 10—30 км. Как горсты, так и впадины вытянуты в северо-восточном направлении. В целом эта структура очень напоминает созданную мезозойскими складчато-глыбовыми движениями структуру Забайкалья, но отличается еще большей степенью дислоцированности.

Верхнепалеозойские отложения представлены известняками морского происхождения и континентальными толщами. В районе Гирина верхний палеозой (кремнистые сланцы, известняки) приобретает облик, сходный с геосинклинальными верхнепалеозойскими отложениями Сихотэ-Алиня и прорван мезозойскими гранитами. Более частое чередование и больший параллелизм в простирании горстообразных геоантиклиналей и грабенообразных синклиналей делает структуру Восточно-Маньчжурской зоны более похожей на складчатые структуры геосинклинальных областей по сравнению со структурой Забайкалья, созданной процессами аркогенеза (Павловский, 1948). Северная, наименее изученная часть Восточно-Маньчжурской зоны составляет переход к мезозойской геосинклинальной складчатой области Приамурья. Здесь протягиваются как выступы докембрийского фундамента (правобережье р. Сунгари в районе Цзямусы и выше), так и впадины, заполненные континентальным

мезозоем. Таковы, например, впадина, протягивающаяся от г. Муданьцзян к низменности низовьев р. Сунгари, и впадина по р. Сунгари в районе г. Цзямусы и Хэганских угольных копей (Синшаньчжэнь или Гуаньшаньчжэнь) вскрывающие разрез юрско-мелового комплекса (см. Анерт, 1928; Tan, 1924). Значительная часть этих впадин занята кайнозойскими отложениями.

В хребте Надань-Хада-Алинь находят свое продолжение верхнепалеозойские и мезозойские складчатые геосинклинальные комплексы Бикинского антиклинория и Сихотэ-Алиня. К кайнозою (плиоцен?) относятся излияния базальтов в восточной части Маньчжурии, о которых будет подробнее сказано ниже, при описании Корейско-Шаньдунской зоны. Новейшие движения сказались в Восточно-Маньчжурской зоне главным образом образованием поднятий. Некоторые из этих поднятий (например, поднятие с вершинами 1200—1600 м к западу от г. Диньхуа и г. Муданьцзян) приблизительно совпадают с контурами наиболее крупных и широких выступов докембрийского основания в мезозойской структуре средней части зоны. Участки, сильно приподнятые, чередуются с участками менее поднятыми (долина р. Хойфахэ, котловина верховьев р. Муданьцзян в районе г. Нингута). В тех и других можно подметить северо-восточную ориентировку, унаследованную от дислокаций мезозойской эры.

Корейско-Шаньдунская плита, часто называемая Китайским щитом в узком смысле слова, охватывает почти всю территорию Кореи и провинции Шаньдун в северо-восточном Китае. В рамки нашей тектонической карты (фиг. 1) входит только самая северная оконечность этой плиты. Судя по геологическим описаниям Кореи и Китая (Ли, 1952; Huang, 1945; Kobayashi, 1933) и имеющимся геологическим картам (General Geol. Map of Chosen, 1936; General Geol. Map of China, 1948), эта область отличается широким распространением докембрия и нижнепалеозойских пород, в одних участках залегающих горизонтально, в других—в той или иной степени нарушенных. Наибольшую площадь занимают сильно дислоцированные архейские гнейсы, прорванные и инъицированные гранитами.

Для платформенного чехла Корейско-Шаньдунской плиты характерны комплекты следующих отложений: а) синийской системы и нижнего палеозоя и б) среднего и верхнего карбона, перми и триаса. Оба комплекса залегают между собой согласно (или с незначительным географическим несогласием), будучи разделены периодом размыва, охватывающим верхний ордовик, готландий, девон и нижнекаменноугольное время.

Верхнетриасовые и нижнеюрские отложения, имеющиеся в Корее, ложатся на все более древние формации с географическим, а местами — и с заметным угловым несогласием.

После отложения юрских толщ произошли главные тектонические движения, деформировавшие Корейско-Шаньдунскую плиту. В северной Корее возникли складчато-глыбовые дислокации почти широтного (ВСВ) простирания, а в южной половине Кореи — северо-восточного простирания. Это широкие пологие изгибы, разделенные сбросами и взбросами, флексуры и другие формы дислокаций, свойственные платформам. Местами имеются серии надвиговых чешуй. Вместе с тем, на больших участках, как, например, в зоне Хейнан к востоку от Пхеньяна, нижнепалеозойские толщи сохранили свое первоначальное горизонтальное залегание.

В течение мелового периода в юго-восточной Корее и в Шаньдуне происходило накопление континентальных толщ, в значительной части

вулканогенных (верхний мел). Местами они прорваны интрузиями молодых гранитоидов.

Стратиграфический разрез Шаньдуна заканчивается эоцен-олигоценовыми и более молодыми континентальными отложениями. В Корее, главным образом по окраинам полуострова, отлагались палеогеновые и миоценовые континентальные толщи (местами — с покровами базальтов), а кое-где и морские отложения миоценового возраста. Приблизительно к концу миоцена была выработана поверхность выравнивания, сохранившаяся в северной Корее (плато Кайма или так называемое Амнокканское нагорье), в зоне Восточно-Корейских гор, дугообразно протягивающихся у восточного берега полуострова и в других местах. В северной Корее эта поверхность частью забронирована покровами более поздних базальтов, окружающих вулканическую вершину Байтоушань (2741 м) и приуроченных главным образом к областям наибольшего воздымания.

Интенсивное коробление земной коры, охватившее Корейско-Шаньдунскую плиту в верхнетретичное и четвертичное время, отчетливо устанавливается по расположению миоценового пенеплена на высоте 500—600 м в западной части Корейского полуострова, 1200—1300 м — в зоне Восточно-Корейских гор и до 2000 м — в области плато Кайма северной Кореи. Вместе с тем вблизи береговой линии поднятия почти не было, а в прибрежных частях Японского моря по наличию подводных долин, прослеживаемых до глубины 1800 м, устанавливается значительное опускание окраины плиты (Jabe a. Toyama, 1934; Lautensach, 1938).

Таким образом, последние страницы геологической истории Корейско-Шаньдунской плиты — интенсивные дислокации мезозойской эры, внедрение предмеловых гранитов, накопление вулканогенной толщи верхнемелового возраста, ее деформации и внедрение наиболее молодых гранитоидов, по возрасту близких к так называемым приморским гранитоидам Сихотэ-Алиня, а затем интенсивное коробление и излияния базальтов в конце кайнозоя — во многом напоминают развитие геосинклинальной складчатой области Сихотэ-Алиня и Охотского побережья.

Резюмируя то, что сказано о структуре частей Сибирской и Китайской докембрийских платформ, примыкающих к дальневосточной зоне тихоокеанской мезозойской и кайнозойской складчатости, мы можем сделать некоторые общие выводы. В отличие от хорошо изученных Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ, сравнительно слабо реагировавших на орогенические движения смежных геосинклиналей, восточная часть Сибирской и Китайской платформ подвергались очень сильной переработке под действием мезозойского и кайнозойского орогенеза.

На обеих этих платформах отчетливо фиксируется затухание складчатости после архея и период спокойного, типично платформенного развития в течение верхнего протерозоя (синийская система), кембрия и нижнего силура. Слабое коробление отмечается только на границе протерозоя и нижнего кембрия. На Китайской платформе после перерыва, охватывающего верхний силур, девонский период и нижнекаменноугольную эпоху, возобновилось накопление платформенных осадков, на этот раз главным образом континентального происхождения (верхний карбон, пермь и триас).

Начиная с триаса, стали все более проявляться сложные деформации обеих платформ. Интенсивные юрско-меловые тектонические движения привели к образованию в самом теле платформы целой серии изогнутых, поднятых или опущенных блоков горстово-антиклинального и грабено-

образного синклинального типа. Возникли целые системы параллельных друг другу межгорных прогибов (Забайкалье, Восточно-Маньчжурская зона) и разделяющих эти прогибы выступов фундамента, располагающиеся как раз на продолжении настоящих складчатых систем смежной мезозойской геосинклинальной области. В этих дислоцированных зонах активно проявились магматические процессы мезозоя. В фундаменте Сибирской платформы возникли краевые прогибы (Верхне-Алданская и Алчаминская депрессии) по границе внутренней, почти ненарушенной части платформы и зоны интенсивных глыбовых поднятий. Мезо-кайнозойский прогиб Центрально-Маньчжурской плиты вместе с Ляодунским заливом тоже несет черты такого происхождения на границе с поднимающейся Восточно-Маньчжурской зоной.

При наличии столь тесной связи с типичными складчатыми дислокациями соседних геосинклинальных зон, эти дислокации платформ все же отличаются от геосинклинальной складчатости отсутствием мелких и крутых складок, спокойным залеганием слоев как в центральных частях опущенных впадин, так и на сводах поднятий, значительно меньшим участием магматических процессов и т. д. Платформенный характер дислокаций не позволяет говорить о превращении в послеальгонкское время докембрийских платформ в геосинклинальные области или о заложении типичных геосинклиналей на платформах. Эти дислокации свидетельствуют лишь об относительном характере стабильности докембрийских платформ, которые несомненно способны деформироваться при наличии достаточно сильных орогенических движений в смежных геосинклиналях.

Глава II

ОБЛАСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ, ВО МНОГИХ ЗОНАХ ДЕФОРМИРОВАННЫЕ ГЛЫБОВЫМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ МЕЗОЗОЙСКОГО ЦИКЛА

1. ДРЕВНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА СТАНОВОГО ХРЕБТА И ХРЕБТА ДЖУГДЖУР

Довольно широкая зона древнепалеозойской складчатости, которую выделяют в пределах Забайкалья И. В. Лучицкий и М. С. Нагибина, повидимому продолжается на восток в пределы Станового хребта по его *южному склону (Лучицкий и Нагибина, 1948). Однако прямых доказательств* наличия здесь дислоцированных древнепалеозойских отложений мы не имеем. Как уже указывалось в предыдущей главе, вся область Станового хребта сильно переработана мезозойскими глыбовыми движениями, испытала большое поднятие в кайнозойское время и настолько глубоко эродирована, что в ней вскрывается только докембрийский (главным образом архейский) фундамент.

Некоторые указания на наличие каледонид имеются по восточному склону отрогов Станового хребта, т. е. по хребту Джугдыр и по южному склону хребта Джугджур в области левых притоков реки Уды. Здесь, в бассейне рек Чогор и Мая-Половинная, по данным П. С. Бернштейна, вырисовывается сложная система складок и надвиговых чешуй, в которых участвуют докембрийские породы и немые отложения, предположительно относимые к нижнему палеозою (мраморы, филлиты и слюдистые сланцы). Движение масс в этих надвигах направлено с юго-востока на северо-запад, т. е. в сторону оси Станового хребта. Простирание разрывов и складок — северо-восточное, так же как и в примыкающей части мезозойской складчатой зоны р. Уды. Древние каледонские или, как предполагал П. С. Бернштейн, герцинские структуры прорваны мезозойскими *гранитами* (Бернштейн, 1937-ф).

2. ДРЕВНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ ХИНГАНО-БУРЕИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ, БАДЖАЛЬСКОЙ АНТИКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ И ХАНКАЙСКОГО МАССИВА

Древнепалеозойская складчатая зона намечается по дислокациям кембрия и протерозоя в области Малого Хингана, где она составляет ядро мезозойского Хингано-Буреинского антиклинория (см. главу III).

Складки этого комплекса имеют здесь главным образом север-северо-восточное простирание, которое близко к простиранию позднейших мезо-

зойских структур. Вместе с Хинганским комплексом (Prz + Cm) в сложных дислокациях этого простирания участвует слабо изученная толща кремнистых и углисто-глинистых сланцев, относящаяся, вероятно, к нижнему палеозою (Cm_2—S_2).

Восточнее, в Баджальском антиклинории по р. Урми, девонские отложения ложатся на граниты, прорывающие толщу пород, в которых можно распознать аналоги протерозойских пород хинганского комплекса, дислоцированных на Малом Хингане совместно с кембрием. По данным А. З. Лазарева (1936-ф) и А. Ф. Атаманчука (1940-ф), здесь в метаморфическом комплексе, залегающем несогласно на гнейсах архея, выделяются, снизу вверх, три свиты: 1) кварциты с тонкими пропластками известняка, выше сменяющиеся мраморизированными известняками; 2) графитистые кристаллические известняки, кварциты и плойчатые черные филлитовидные графитистые сланцы; 3) зеленые сланцы с прослоями серых сланцев и известняков. Вероятно вторую из этих свит можно сопоставлять с союзненской свитой Малого Хингана, сложенной главным образом графитистыми известняками, а третью — с зеленосланцевой игинчинской свитой. Верхи хинганского комплекса на р. Урми отсутствуют вследствие размыва.

Породы сильно дислоцированы в север-северо-восточном направлении, прорваны додевонскими гранитами и трансгрессивно, в почти перпендикулярном направлении, перекрыты базальными горизонтами девона (аркозовыми песчаниками, конгломератами). Девон р. Урми выше по разрезу охарактеризован фауной живетского яруса D_2^2. Гранитоиды, рвущие отложения хинганского комплекса на р. Урми и трансгрессивно перекрытые девоном, были названы А. З. Лазаревым «гранитоидами Кукана». Гранитоиды Кукана сливаются на юго-западе с большим батолитом так называемых биробиджанских гранитов Малого Хингана, а на р. Урми представлены главным образом нормальными биотитовыми гранитами, отчасти также — плагиогранитами, гранодиоритами и гранитогнейсами. Возможно, что в этом поле гранитов имеются как допалеозойские, так и каледонские граниты.

Древнепалеозойская складчатая зона Ханкайского массива восстанавливается лишь по единичным площадям дислоцированного протерозоя и кембрия, имеющимся в районе г. Лесозаводска, г. Спасска, г. Ворошилова. На всех этих участках древние толщи дислоцированы в северо-западном или почти широтном направлении, почти перпендикулярном к господствующему северо-восточному направлению складчатых структур верхоянского цикла, сложенных верхним палеозоем и мезозоем. Более подробное описание древнепалеозойских структур Ханкайского массива дается ниже (глава IV).

Как и в Хингано-Буреинском районе, на Ханкайском массиве верхний предел возраста складчатости, дислоцировавшей протерозойско-кембрийский комплекс осадочных пород, определяется через возраст так называемых «шмаковских» гранитов, аналогичных гранитам, известным под названием «буреинских» и «биробиджанских». Эти граниты занимают в обоих районах огромную площадь и, повидимому, были глубоко эродированы к началу перми. Они были внедрены в уже сформированные складки протерозойских и кембрийских пород или, что менее вероятно, внедрялись в процессе смятия этих пород. Активный контакт их с кембрием несомненен.

Вопрос о возрасте буреинских, биробиджанских и шмаковских гранитов долго дебатировался и все еще не решен окончательно, но имеющиеся факты как будто говорят в пользу позднекаледонского (верхи S_2)

возраста главной массы интрузий. Н. П. Херасков склонялся к представлению о докембрийском или, менее вероятно, нижнепалеозойском возрасте буреинского комплекса гранитов. Так, он отмечает, что «громадные батолиты, типа буреинских, встречаются всегда в окружении метаморфических пород тостахской и ниманской свит (т. е. толщ архейского и протерозойского возраста.—*П. К.*) и могли образоваться лишь на достаточной глубине. Типичными структурами такого типа являются докембрийские кристаллические щиты» (Херасков и др., 1939). Г. П. Воларович, принимавший для хинганского комплекса нижнепалеозойский возраст (кембрий — ордовик), относил прорывающие их биробиджанские граниты к палеозою. Как и В. П. Маслов, он считает, что эти граниты подверглись размыву ко времени отложения верхнепалеозойских толщ хребта Большие Чурки и др. (Воларович, 1939; Маслов, 1939).

Среди биробиджанских гранитов преобладают порфировидные биотито-микроклиновые граниты с олигоклазом; из акцессориев обычно присутствует ортит. В качестве фаций той же интрузии отмечаются гранодиориты и габбродиориты (Афанасьев, 1939).

М. Н. Доброхотов в своем описании Малого Хингана относит биотитовые порфировидные «биробиджанские» и «тырмо-буреинские» граниты к герцинскому циклу на основании, во-первых, прорывания ими пород хинганского комплекса и «свиты кремнистых и углисто-глинистых сланцев, трансгрессивно залегающей на хинганской толще и относимой всеми исследователями к палеозою» и, во-вторых, присутствия обломочного материала из этих гранитов в пермских песчаниках хребта Б. Чурки (*Доброхотов*, 1939-ф). *Однако из карты М. Н. Доброхотова видно, что* палеозойская свита кремнистых и углисто-глинистых сланцев дислоцирована совместно с протерозойско-кембрийским хинганским комплексом, а несогласие между ними не играет существенной роли. Это позволяет приписывать сланцевой свите нижнепалеозойский возраст. Следовательно, граниты, рвущие ее, могут принадлежать либо к герцинскому, либо к каледонскому циклу.

В. В. Онихимовский, на основании того факта, что буреинские граниты на р. Ниман (132°50′ в. д.) якобы прорывают не только отложения с фауной верхнего силура, *но и среднедевонские слои, относит главную* массу буреинских гранитов к герцинскому циклу (девон—карбон; *Онихимовский*, 1945-ф, 1948-ф). Однако конкретного описания контакта гранитов с девонскими отложениями им не приводится. Более того, из текста и геологической карты видно, что девонские отложения залегают трансгрессивно частью на архее, частью на силуре. Граница между выходами биотитовых гранитов и площадью девона составляет продолжение линии трансгрессивного налегания девона на архей и силур. Это особенно ясно при сопоставлении карты 1948 г. с первоначальным вариантом карты В. В. Онихимовского (1945). Отсюда естественно возникает предположение, что здесь мы имеем не прорывание девонских отложений интрузией биотитовых гранитов *буреинского типа*, а трансгрессивное налегание девона на архей, силур и на биотитовые граниты, рвущие как *архей, так и силур.*

Следует отметить, что в пределах огромного поля гранитов хребта Турана Онихимовский выделяет, кроме преобладающих «варисских» равномернозернистых и порфировидных биотитовых гранитов, гранитогнейсов и розовых гранитов, часто сопровождаемых жилами пегматитов, также и каледонские катаклазированные лейкократовые и биотитовые граниты. В распределении тех и других не видно никакой закономерности,

а степень катаклаза, как известно, может быть различной в зависимости от наличия ослабленных зон, от близости к контакту с кровлей, где в приконтактовой зоне часто локализуются тектонические подвижки и т. д. Все это делает весьма условным предложенное В. В. Онихимовским разделение гранитоидов хребта Турана на две группы, связанные с различными циклами, а не с различными фазами одного и того же цикла.

Вывод о каледонском возрасте буреинских и биробиджанских гранитов напрашивается при сопоставлении с более восточным районом р. Урми (Баджальский антиклинорий) и более западным районом рек Норы и Мамына в северной части Зейско-Буреинской плиты.

Выше уже указывалось, что гранитоиды Кукана (биотитовые граниты и пр.) слагают огромный массив, который сливается с биробиджанским батолитом. Они прорывают имеющиеся в районе р. Урми породы хинганского комплекса и трансгрессивно перекрыты девоном (D_2, может быть D_1). В северной части Зейско-Буреинской плиты, по данным М. С. Нагибиной, биотито-роговообманковые граниты на р. Норе ниже впадения р. Меун прорывают верхний силур, точнее — содержат ксенолиты пород, аналогичных породам фаунистически охарактеризованного силура. Такие же возрастные соотношения устанавливает здесь и В. В. Онихимовский (Онихимовский и Ильин, 1940-ф). В 50 км западнее, на р. Мамын широко распространены такие же биотито-роговообманковые граниты (повидимому, также более молодые, чем развитый здесь силур), но на их размытой поверхности здесь залегают аркозовые песчаники девона. Девон на р. Мамын образует типичные наложенные мульды, менее дислоцированные, чем складчатый нижний палеозой р. Мамын (Нагибина, 1951-ф). Возраст девонских отложений хорошо определяется из сопоставления с фаунистическими разрезами девона по р. Джелтулак, расположенными немного западнее в той же самой зоне (Федорцев и др., 1939-ф).

Огромные батолиты буреинских, биробиджанских и шмаковских биотитовых, часто порфировидных, пертитовых и микроклиновых гранитов розовато-серого цвета, отличающихся большим однообразием своего состава, сопровождаемых биотито-роговообманковыми гранитами и гранитогнейсами, широко распространены в пределах Зейско-Буреинской плиты (хребет Тургана, р. Нора, р. Мамын), Малого Хингана, Буреинского хребта, западной части Баджальского антиклинория и восточной части Ханкайского массива. Принимая, что главная их масса имеет позднекаледонский возраст, более молодой, чем дислокации протерозойских и нижнепалеозойских толщ этих районов, мы логически приходим к выводу о наличии интенсивной каледонской складчатости и магматической деятельности в этих тектонических регионах. Северную часть Зейско-Буреинской плиты правильнее рассматривать, вместе с Ольдое-Селемджинской зоной, как зону герцинской складчатости, в которой достаточно активно проявились и более ранние каледонские движения, сопровождавшиеся внедрением интрузивных тел.

Итак, выделение каледонских складчатых областей на Дальнем Востоке возможно пока только на основе косвенных данных. Определение абсолютного возраста буреинских, биробиджанских и шмаковских гранитов, характерных для этих областей, могло бы способствовать окончательному решению вопроса. Проявления каледонской складчатости уже давно известны в других частях Дальнего Востока, а именно в среднем и южном Китае (Ли, 1952; Чу, 1939; Huang, 1945).

3. ОБЛАСТЬ НОВОПАЛЕОЗОЙСКОЙ (ГЕРЦИНСКОЙ) СКЛАДЧАТОСТИ — ОЛЬДОЕ-СЕЛЕМДЖИНСКАЯ ЗОНА И СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЗЕЙСКО-БУРЕИНСКОЙ ПЛИТЫ

Ольдое-Селемджинская зона с характерным для нее комплексом геосинклинальных среднепалеозойских отложений (флишоидная толща верхнего силура и, возможно, верхов нижнего силура, девон — от верхов нижнего отдела до верхнего отдела включительно, местами также нижний карбон) протягивается из восточного Забайкалья через верховья Амура и Селемджи к Охотскому морю. На востоке по выходам палеозоя эта зона подразделяется на две ветви — Аянскую, протягивающуюся по западному берегу Охотского моря, и Шантарскую, протягивающуюся через Тайканский хребет между реками Уда и Тором к Шантарским островам, где Л. И. Красным выявлен типичный разрез геосинклинального среднего палеозоя.

Заключенная между этими двумя ветвями Удская синклинальная зона вероятно также входила в состав герцинской геосинклинали, но, судя по накоплению мощных толщ мезозойских отложений, дислоцированных в меловом периоде, должна быть отнесена к областям мезозойской складчатости. В пределах площадей палеозоя и докембрия Ольдое-Селемджинской зоны мезозойский орогенез проявился главным образом в форме глыбовых движений и сопровождался внедрением не очень крупных интрузий гранита.

В западной части Ольдое-Селемджинская зона имеет асимметричное строение. Она состоит здесь из двух параллельных поясов, примыкающих друг к другу, из которых северный сложен породами докембрия (архей и протерозой), а южный — породами среднего палеозоя (верхний силур, девон, карбон). Северо-восточное простирание складок, характерное для района слияния Шилки и Аргуни, сменяется дальше на восток широтным и даже юго-восточным, близким к широтному, простиранием, которое характерно для средней части зоны между реками Зеей и Селемджой. В среднепалеозойском комплексе Верхне-Амурского района вырисовывается довольно сложная система складок по рекам Амазару, Омутной, Уруше и Ольдою. Их общее северо-восточное направление унаследовано в дислокациях юрских толщ.

В средней части Ольдое-Селемджинской зоны также сохраняется асимметричное строение. Через восточную часть хребта Тукурингра и хребет Джагды протягивается осевая зона крупного антиклинального поднятия, сложенная главным образом отложениями протерозойского и, возможно, кембрийского возраста (так называемой «тукурингрской свитой» М. С. Нагибиной). В. И. Серпуховым на северном склоне хребта Джагды в районе гольца Бекельдеуль, т. е. немного восточнее устья Гилюя, была обнаружена верхнепалеозойская фауна в толще песчаников и алевролитов (карбон ?; Серпухов, 1945-ф). С. А. Музылев (1946-ф) указывает на находки нижнекаменноугольной фауны к северу от хребта Тукурингра.

По южному склону хребтов Тукурингра и Джагды в пределах Ольдое-Селемджинской зоны и северной части Зейско-Буреинской плиты протягивается широкая зона среднего палеозоя, смятого в складки северо-восточного простирания и прорванного позднекаледонскими и герцинскими интрузиями гранитоидов. Эта полоса среднего палеозоя суживается до 50—80 км в области междуречья рек Мамына, Норы и Зеи. Дислокации среднего палеозоя здесь ослаблены, девонские отложения образуют «наложенные» мульды, т. е. брахиструктуры, свойственные

последним стадиям геосинклинального развития, дискордантные по отношению к более ранней складчатости. Этот участок, на котором, по нашим представлениям, ближе всего подступают друг к другу Китайская и Сибирская платформы, играет своеобразную роль в герцинской и мезозойской структурах южной части Дальнего Востока. Здесь оказываются разомкнутыми как мезозойские геосинклинали, так и сплошная полоса распространения девонских пород, которая хорошо прослеживается в западной и восточной частях Ольдое-Селемджинской зоны. Повидимому, уже в палеозое средний участок Ольдое-Селемджинской зоны испытал более значительное поднятие вместе с антиклинорием хребта Джагды и приобрел в девоне некоторую стабильность, подобно вышеописанным зонам каледонид.

Гранитные интрузии позднекаледонского возраста многочисленны в северной части Зейско-Буреинской плиты. В западной и средней частях Ольдое-Селемджинской зоны имеются интрузии верхнепалеозойского и мезозойского возраста, но их площадное распространение гораздо меньше, чем в других складчатых зонах Дальнего Востока.

Главный пучок складок Джагдинского антиклинория к востоку от р. Селемджи постепенно отклоняется все более и более к югу и, наконец, в области хребтов Эзоп и Дуссе-Алинь сливается со складками Хингано-Буреинского антиклинория, также сложенными породами докембрийского и нижне- или среднепалеозойского возраста. В области соединения и взаимоперехода этих двух крупных структур имеет место подъем осей складок. В этом месте на поверхности появляются гнейсы архея (водораздел Харгу и Нимана, истоки Правой Буреи). Часть складок Джагдинского антиклинория отклоняется к северо-востоку и отходит от Главного ствола, образуя Шантарскую ветвь Ольдое-Селемджинской зоны и крупный Кербинский антиклинорий, протягивающийся от хребта Эзоп через бассейн Керби в бассейн р. Омал, впадающей слева в р. Немилен (приток Амгуни). Таким образом, виргация, т. е. отщепление складок северо-восточного простирания от антиклинория хребта Джагды, происходит в двух участках, — во-первых, между верховьями рек Уды и Селемджи, где обособляются структуры Аянской и Шантарской ветвей, и, во-вторых, — в области сочленения Джагдинского и Хингано-Буреинского антиклинориев, т. е. в районе хребта Дуссе-Алинь.

Кербинский антиклинорий имеет широтное простирание в западной части и северо-восточное — в восточной части. Ось этого антиклинория постепенно погружается к северо-востоку и находит свое продолжение в антиклиналях Нижне-Амурской тектонической зоны, сложенных верхним палеозоем, триасом и юрой, например, в антиклинали северо-восточного простирания между заливом Николая и озером Орель.

В строении Кербинского антиклинория принимают участие главным образом метаморфические породы докембрийского и палеозойского возраста (Раков и Корель, 1943-ф; Кириллов, 1946-ф; Саврасов, 1942-ф, 1947-ф). Нижняя толща, сложенная слюдяными сланцами, — кварцево-серицитовыми, кварцево-мусковито-хлоритовыми, графитистыми, — вероятно, принадлежит к протерозою. Верхняя толща состоит из темных филлитов и в верхней части содержит горизонт песчаниковых сланцев. Эта свита, вероятно, соответствует сланцам Хингано-Буреинского антиклинория, отнесенным в табл. V (см. ниже) к нижнему или среднему палеозою. Скорее всего, это аналоги темных глинистых сланцев силура рек Норы и Нимана. Выше свиты филлитов залегают зеленые сланцы, сохранившиеся в немногих местах. Метаморфические породы сплоены, собраны в складки с углами падения 40—80° и образуют в западной части

Кербинского антиклинория три параллельные антиклинальные структуры. Там, где складки Кербинского антиклинория смыкаются с Хингано-Буреинским и Джагдинским антиклинориями, метаморфический комплекс образует более пологие пликативные структуры. Так, в районе истоков р. Керби и р. Нилан Н. П. Саврасов отмечает в них углы наклона всего лишь в 25—30°.

В смежных частях Амгуньского прогиба (на р. Нилан) и Тугуро-Немиленской зоны (в верхнем течении р. Керби) метаморфические породы по осям складок выступают из-под мезозоя, представленного главным образом верхним триасом. Мезозой залегает на метаморфических толщах с угловым несогласием. Тем не менее, как отмечает Н. А. Раков, складки мезозоя в этих участках в общих чертах соответствуют тектоническому плану дислокаций в толщах метаморфических пород, подстилающих мезозой. Такие соотношения видны, например, в антиклинали по рекам Керби, Гонгрен и по водоразделу рек Семи и Большой Хавлак. Ядро этой складки сложено кварцево-слюдяными сланцами, а по крыльям и на периклинальном окончании выходят филлиты и затем триас.

В самой восточной части Кербинского антиклинория, по левобережью р. Омал — левого притока р. Немилен, также выходят метаморфические сланцы, смятые в складки северо-восточного простирания с углами падения 60—70°. По юго-восточному крылу антиклинория здесь проходит разрывное нарушение типа надвига, отделяющее метаморфические толщи от дислоцированных мезозойских пород амгуньского комплекса ($J + Cr_1$) Нижне-Амурской антиклинальной зоны (Кириллов, 1946-ф).

Метаморфические породы Кербинского антиклинория прорваны интрузиями гранита, повидимому принадлежащими в главной массе к так называемой австрийской фазе, т. е. к середине мелового периода.

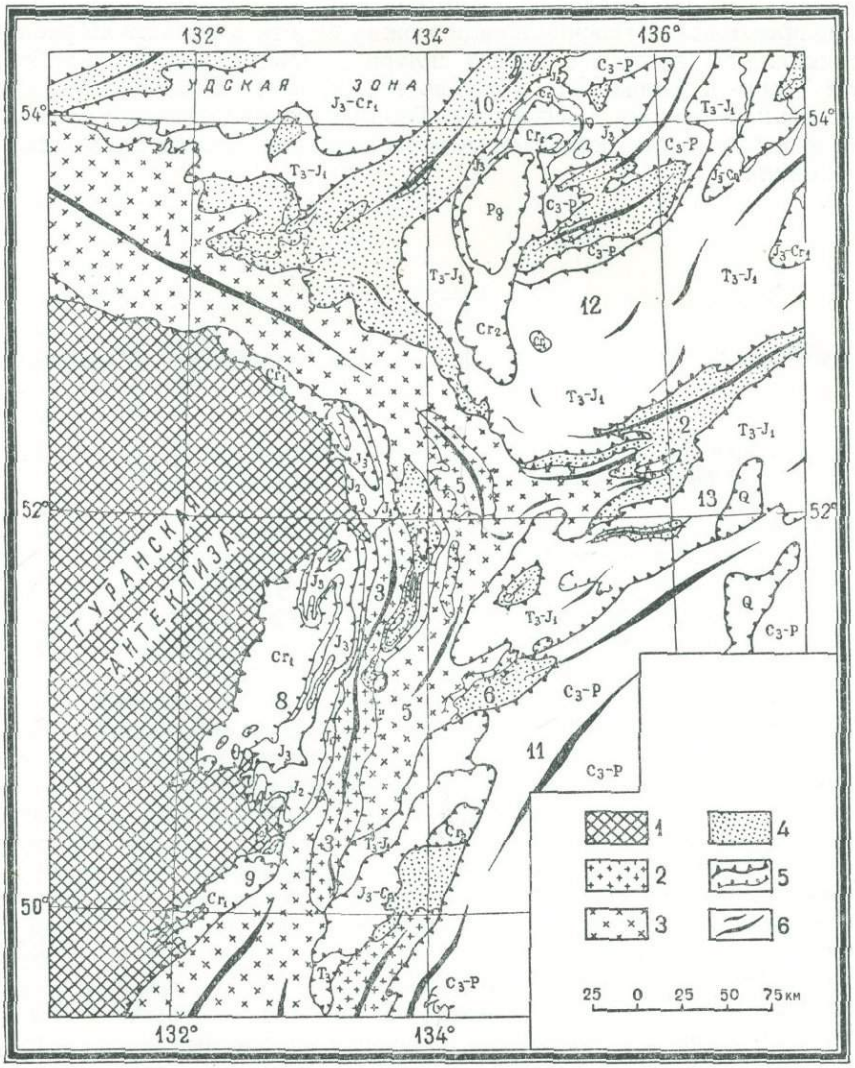
Как уже указывалось, палеозойская геосинклиналь, для которой было характерно накопление мощных геосинклинальных толщ среднепалеозойского возраста (S_2, D, C_1), протягивалась из западной и средней частей Ольдое-Селемджинской зоны в район Охотского побережья. Складки палеозоя, отщепляющиеся от Джагдинского антиклинория благодаря виргации в районе верховьев рек Уды и Селемджи, образуют две ветви Ольдое-Селемджинской тектонической зоны — Аянскую и Шантарскую. В обеих ветвях пликативные структуры палеозоя характеризуются северо-восточным простиранием.

В области междуречья рек Селемджи и Уды по р. Шавли и ее притоку р. Урми А. А. Кирилловым и В. В. Онихимовским, а позднее — Л. И. Красным выявлена сложная система складок среднего палеозоя (девон ?) и более древнего протерозойско-кембрийского комплекса, ориентированных в северо-восточном и широтном направлениях (Кириллов и Онихимовский, 1945-ф). Древние толщи, составляющие ядро Джагдинского антиклинория, к северо-западу от Экимчана смяты в мелкие складки с углами падения до 60—70° и надвинуты на породы среднего палеозоя северного крыла этой структуры. Складки среднего палеозоя характеризуются углами падения 30—45°. Те и другие образуют здесь виргацию. Часть складок, имея северо-восточное направление, продолжается в Тайканский хребет, который тянется к Шантарским островам. Другие складки, так же как и главная ось Джагдинского антиклинория, отклоняются на юго-восток и находят свое продолжение в складчатых структурах Хингано-Буреинского антиклинория, огибая выступ Зейско-Буреинской плиты (фиг. 7).

Строение Тайканского хребта изучено слабо. В. И. Серпухов отмечает в юго-западной части хребта метаморфические породы палеозойского возраста. В толщу мраморов р. Урми и верховьев р. Гербикана (протерозой-кембрий ?) внедрены габбро и дуниты с гнейсовидной структурой (Серпухов, 1931-ф). Они находятся, повидимому, в осевой части антиклинория, крылья которого сложены средним палеозоем и триасом. Далее к северо-востоку Тайканский хребет изучался В. А. Ярмолюком (1949-ф), а район вблизи устья р. Тыл, где палеозойские складчатые структуры подходят к берегу Охотского моря — А. В. Ульяновым (1936-ф). Северо-восточная часть хребта сложена пятикилометровой толщей типичных геосинклинальных отложений среднего палеозоя (кремнистые сланцы, диабазы, туфы, сланцы, песчаники), смятых в серию сложных складок с углами падения 30—90°. С северо-запада антиклинорий ограничен разрывом, по которому палеозой надвинут на юрские отложения Удской синклинальной зоны. В отдельных синклиналях Тайканского антиклинория и на его юго-восточном крыле появляются верхнепалеозойские песчаниковые толщи.

На островах Феклистов и Большой Шантар, по данным Л. И. Красного и Г. С. Ганешина (1948-ф), хорошо изучена складчатая структура такого же, как в Тайканском хребте, комплекса геосинклинальных отложений среднего палеозоя. Возраст этих отложений известен благодаря найденной здесь фауне живетского яруса (D_2^2.) Девон образует ряд линейно вытянутых складок северо-восточного простирания. Они часто асимметричны, с углами падения слоев на крыльях складок от 40 до 85°, нередко разорваны. Более древние породы так называемой верхнеламской свиты (верхний силур S_2?) выходят в осевых частях двух антиклиналей. Ось одной из них протягивается приблизительно вдоль северного берега о-ва Феклистов. Другая (Тугуро-Шантарская) антиклиналь охватывает южную оконечность о-вов Большой и Малый Шантар, и северо-западное побережье Тугурского полуострова. В синклинали по реке Анаур на о-ве Большой Шантар и на о-ве Прокофьева распространены отложения верхнетриасового или верхнепалеозойского возраста, прорванные мезозойскими гранитами и гранодиоритами. Девон островов Большой Шантар и Феклистов прорван герцинскими основными и ультраосновными интрузиями. Значительная часть складчатой структуры Шантарской ветви скрыта под водами Удской губы, Тугурского залива и соседних частей Охотского моря, имеющих здесь глубину менее 200 м.

Аянская ветвь Ольдое-Селемджинской зоны намечается по выходам метаморфических пород палеозоя на левобережье верхнего течения р. Уды (Фролов, 1941-ф) и верхнесилурийских и девонских отложений на Охотском побережье в районе р. Лантарь, бухты Аян и устья р. Алдомы (Антонов, 1937-ф; Леонтович и Раков, 1939-ф). Силур и девон прослеживаются здесь на протяжении 140 км и образуют складки северо-восточного простирания, параллельные берегу моря. Углы падения слоев — от 40 до 80°. Силур залегает несогласно поверх архейских кристаллических сланцев, которые протягиваются широкой полосой ближе к хребту Джугджур, на расстоянии 5—20 км от берега. В пределах Аянской ветви палеозойские структуры сильно переработаны мезозойской складчатостью и прорваны крупными интрузиями мезозойских гранитов и гранодиоритов, рвущих также и порфиритовую толщу верхнемезозойского возраста, широко распространенную на побережье и в хребте Джугджур. Поэтому на нашей тектонической карте дислоцированный палеозой Аяна показан как нижний структурный этаж в зоне мезозойской



Фиг. 7. Виргация складок в области верховьев р. Селемджи и структура Буреинского краевого прогиба:

1 — домезозойский фундамент Зейско-Буреинской плиты и Буреинского краевого прогиба; 2 — архейские комплексы Хингано-Буреинского и Баджальского антиклинориев; *3* — протерозойские комплексы антиклинориев и рвущие их палеозойские граниты; *4* — нижнепалеозойские и среднепалеозойские комплексы антиклинориев и рвущие их палеозойские и мезозойские граниты; *5* — границы структурных этажей и стратиграфических подразделений (штрихи указывают направление общего погружения слоев); *6* — оси антиклиналей и антиклиноириев.

Белое — породы, принадлежащие к верхоянскому комплексу (C_3 — P, T_3, J_1, J_2, J_3, Cr_1), эффузивные комплексы верхнего мела (Cr_2) и палеогена (Pg), неогеновые и четвертичные комплексы молодых кайнозойских прогибов (Q).

На карте цифрами отмечены: *1* — Джагдинский антиклинорий; *2* — Кербинский антиклинорий; *3—6* — структуры Хингано-Буреинского антиклинория (3 — Тостахская антиклиналь; *4* — Уссомахская синклиналь; *5* — Водораздельная антиклиналь; *6*—Сулукская синклиналь); *7—9* — структуры Буреинского краевого прогиба (*7* — Акишма-Ниманская синклиналь; *8* — Центральная синклиналь; *9* — Тырминская синклиналь); *10* — антиклинорий Тайканского хребта; *11* — Баджальский антиклинорий; *12* — Тугуро-Немиленская зона; *13*—Амгуньский прогиб Нижне-Амурской синклинальной зоны

складчатости. Продолжение Аянской ветви Ольдое-Селемджинской среднепалеозойской геосинклинали можно видеть в области Верхоянской геосинклинали (выходы верхнего силура, девона и нижнего карбона по рекам Томпо и Аллах-Юне в юго-восточной части Верхоянского хребта; палеозой к северу от г. Охотска). Герцинские пологоскладчатые структуры еще более замаскированы в ней сложными дислокациями мезозойского цикла.

Глава III

ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ ПРИАМУРЬЯ И БАССЕЙНА Р. УДЫ

1. СТРУКТУРА ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ЗЕЙСКО-БУРЕИНСКОЙ ПЛИТЫ И БУРЕИНСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Зейско-Буреинская плита, игравшая во время мезозойской складчатости роль платформенного участка, имеет сложное геологическое строение (Билибин, 1947б). По возрасту складчатого основания в ней можно различить, во-первых, наиболее древнее центральное ядро, т. е. площадь, сложенную главным образом археем и протерозоем и, во-вторых, герцинскую зону (с большим участием каледонских гранитов и соответствующей ролью нижнепалеозойских фаз складчатости), протягивающуюся по периферии плиты на севере и на востоке (хребет Турана). Строение складчатого фундамента этих зон было вкратце охарактеризовано на стр. 57, 71—76 (главы I, II). По строению и дислокациям осадочного чехла в пределах Зейско-Буреинской плиты выделяется с запада на восток несколько антеклиз и синеклиз: 1) Урканская антеклиза; 2) Депская синеклиза, приобретающая у северной границы плиты характер узкого краевого прогиба; 3) Мамынская антеклиза, выходящая на западе к Амуру в районе устья р. Кумаэрхэ, а на востоке смыкающаяся с антеклизой Туранской; 4) крупная Нижне-Зейская синеклиза, покрывающая большую часть центрального докембрийского ядра Зейско-Буреинской плиты; 5) Туранская антеклиза и 6) Буреинский краевой прогиб, расположенный между Туранской антеклизой и Хингано-Буреинским антиклинорием.

По характеру дислокаций Буреинский краевой прогиб может быть отнесен уже не к самой плите, на которой дислокации мезозойских толщ очень ослаблены, а к зоне мезозойской складчатости. К краевым прогибам — Буреинскому и тому, который составляет северную часть Депской синеклизы — примыкают антиклинальные поднятия Хингано-Буреинского и Джагдинского антиклинориев, окаймляющие Зейско-Буреинскую плиту с севера и с востока. Как уже указывалось, Джагдинский антиклинорий принадлежит к Ольдое-Селемджинской палеозойской складчатой зоне, но испытал крупное глыбовое поднятие в связи с мезозойским орогенезом.

Стратиграфический объем платформенного осадочного чехла различен в разных частях Зейско-Буреинской плиты. На западе, т. е. в пределах Депской синеклизы и прогнутых участков Урканской антеклизы, и на востоке — в пределах Буреинского прогиба — доминирует осадочный комплекс, принадлежащий к юре и низам мела. Мощность этого комплекса достигает на р. Зее 3000 м, а в Буреинском бассейне — 7600 м

(Быков, 1936; Херасков, Давыдова и др., 1939; Принада, 1948). Кое-где в пределах Буреинского бассейна известны морские осадки верхнетриасового возраста, с которых здесь и началось накопление морских и континентальных толщ прогиба, отлагавшихся на эродированной поверхности докембрия и каледонских гранитов. Как на западе, так и на востоке морские отложения слагают нижнюю и среднюю юру, а континентальные — верхнюю юру и нижний мел. В Депской синеклизе главное распространение имеют именно эти пресноводные толщи верхнеюрского возраста (Хлапонин, 1932; Принада, 1948). Они имеют спокойное залегание в средней и южной частях синеклизы, но на севере и на западе, по мере приближения к выступам палеозойского основания, дислоцированы с образованием ряда разорванных складок (Нагибина, 1950-ф).

В пределах Урканской антеклизы юрский осадочный чехол сохранился главным образом в ее западной части, причем из-под юры здесь выступают палеозойские метаморфические толщи и палеозойские граниты (р. Малый Невер, район ж.-д. ст. Талдан и Магдагачи). Как показали исследования И. В. Лучицкого и М. С. Нагибиной, эти граниты трансгрессивно покрываются юрой. На геологической карте Приморского края и южной части Хабаровского края, изданной в 1943 г. под редакцией А. А. Леонтовича, они ошибочно отнесены к группе послеюрских гранитоидов. Эти же палеозойские граниты и архейские гнейсы занимают большую площадь в центральной, наиболее приподнятой части Урканской антеклизы в районе ж.-д. станции Магдагачи и среднего течения р. Уркана. Мезозойские граниты в западной части Зейско-Буреинской плиты и в палеозойской зоне верховьев Амура представлены только небольшими гипабиссальными массивами (до 2 км в поперечнике), приуроченными к линиям разломов (Лучицкий, 1949).

М. С. Нагибина рассматривает Урканскую антеклизу как выступ палеозойского складчатого основания в мезозойской складчатой зоне и протягивает к Амуру по границе Урканской антеклизы продолжение того краевого прогиба, который устанавливается по дислокациям юры в северной части Депской синеклизы. Нам представляется, что краевой прогиб, местами редуцированный и переходящий в краевой шов, не отклоняется к юго-западу по границе Депской синеклизы и Урканской антеклизы, а продолжается почти прямолинейно на запад параллельно зоне поднятий хребтов Джагды, Тукурингра и Янкан. Эта зона поднятий играла в системе мезозойской складчатости роль геоантиклинальных структур.

Продолжением мезозойского краевого прогиба, окаймляющего Зейско-Буреинскую плиту, будет в этом случае Неверо-Керакская синклинальная зона, протягивающаяся вдоль р. Керак к г. Сковородино и далее в район среднего и нижнего течения рек Б. и М. Невер и нижнего течения Ольдоя. Эта зона выделена на нашей схеме к западу от Урканской антеклизы (см. фиг. 3). Неверо-Керакская зона представляет собой прогиб с мощным комплексом юрских (J_1, J_2 и J_3) и, возможно, нижнемеловых отложений, сходных, с одной стороны, с комплексом отложений мезозойских геосинклиналей Восточного Забайкалья, а с другой,— с комплексом отложений Буреинского прогиба. Мезозой здесь дислоцирован с образованием складок, простирание которых постепенно изменяется от широтного до юго-западного, параллельно границе между мезозойским прогибом и складчатым палеозоем Ольдое-Селемджинской зоны. Морфологически также представляется более правдоподобным присоединение Урканской антеклизы и Неверо-Керакской зоны к Зейско-Буреинской плите и ее краевым прогибам, а не к зоне палеозойских складок и мезо-

зойских глыбовых поднятий, включающей хребты Янкан, Тукурингра и Джагды.

Западная часть Урканской антеклизы заметно дислоцирована и местами отделена от Неверо-Керакской зоны разрывными нарушениями (Петровский хребет, см. Лучицкий, 1949). Дислокации мезозоя широтного и северо-восточного направления наблюдаются и в Депской синеклизе вблизи границы с Урканской антеклизой (Амур выше с. Толбузино, район Тыгды; см. Хлапонин, 1932; Бернштейн и Леонтович, 1938; Зверев, 1912).

В пределах Мамынской и Туранской антеклиз к поверхности выведены каледонские граниты, складчатый палеозой и (в южной части Мамынской антеклизы) складчатый докембрий центрального ядра Зейско-Буреинской плиты. Осадочный чехол здесь отсутствует. Небольшое распространение имеют верхнемезозойские эффузивы (главным образом верхний мел), известные и на других антеклизах и синеклизах.

Нижне-Зейская синеклиза представляет собой пологий прогиб, наиболее углубленный в зоне, протягивающейся от Кивдинского месторождения (Райчихинск) к левобережью нижнего течения р. Зеи. Он заполнен комплексом осадочных и вулканогенных пород более молодым, чем осадочный комплекс Буреинского прогиба и Депской синеклизы. Этот комплекс осадочных и вулканогенных отложений состоит из трех частей — нижней, представленной андезитовыми и трахитовыми лавами, и вулканическими туфами мелового возраста, средней, называемой цагаянским ярусом, и верхней части, залегающей несогласно на цагаяне и называемой свитой верхних песков. Цагаянский ярус сложен главным образом дельтовыми и озерными отложениями континентального происхождения, в верхней части угленосными (кивдинская свита) и принадлежит к верхнему мелу (начиная от верхнего сенона) и палеоцену (Музылев, Тр. ДВБАН, 1948; Малеев, 1947; Борсук, 1948; Криштофович, 1946).

Цагаянская свита образует очень пологие изгибы и лишь на востоке, вблизи ограничивающего Нижне-Зейскую синеклизу Хингано-Буреинского антиклинория, в ней наблюдаются углы падения до 20°. Южное ограничение синеклизы проходит вблизи р. Амур на участке, расположенном выше Благовещенска. По Амуру здесь во многих местах выступает докембрийский фундамент, получающий сплошное распространение на возвышенностях правого берега Амура в хребте Ильхури-Алинь.

Меловая эффузивная толща, составляющая нижнюю часть платформенного чехла синеклизы, нарушена серией разрывов различного направления. Ниже Благовещенска, как показывает карта Анерта (Анерт, 1928; Ahnert, 1936), эффузивы распространены в виде полосы шириною в 20—40 км по правобережью Амура до г. Фошань. Таким образом, граница синеклизы проходит здесь южнее Амура, по правобережью р. Суньбилахэ и среднему течению р. Уюньхэ и пересекает Амур на линии Фошань — ж.-д. станция Облучье. Эта граница хорошо выражена морфологически. Низменность, тянущаяся по Амуру и его притокам, сменяется в 20—40 км южнее Амура крутым подъемом к нагорью Доуссе-Алинь (Китайский Малый Хинган), сложенному главным образом древними гранитами и метаморфическими породами.

Неогеновая свита «верхних песков» имеет в Нижне-Зейской синеклизе более широкое распространение, чем цагаян и эффузивы; мощность ее до 140—200 м. В северной и восточной частях синеклизы неоген залегает непосредственно на каледонских гранитах и других породах фундамента; нижние свиты платформенного чехла здесь выпадают из разреза. Дислокации в неогене Нижне-Зейской синеклизы почти отсутствуют.

Буреинский краевой прогиб расположен между Туранской антеклизой и антиклинориями Хингано-Буреинским и Джагдинским в той части, где эти два антиклинория окаймляют с востока Зейско-Буреинскую плиту. Прогиб состоит по существу из трех тектонических депрессий синклинального типа — Акишма-Ниманской, Центральной и Тырминской, — расположенных цепью друг за другом по дуге, обращенной выпуклостью к востоку. Длина этой дуги равна 450 км, максимальная ширина прогиба в районе среднего течения р. Буреи достигает 50—70 км.

Северная часть прогиба или Акишма-Ниманская синклиналь отделяется от Центральной, наиболее широкой части прогиба поперечным выступом фундамента на широте 52° (Умальтинское поднятие, продолжающееся до р. Ниман). Акишма-Ниманская синклиналь продолжается в виде узкого прогиба у южного края Джагдинского антиклинория далеко на запад, вплоть до р. Селемджи (в районе р. Огоджа). Северо-западное простирание прогиба при этом еще более отклоняется к западу.

Центральная широкая часть Буреинского прогиба носит название Буреинского бассейна и характеризуется меридиональным и северо-восточным простиранием как самого прогиба, так и осложняющей его складчатости. Строение Буреинского бассейна подробнее описывается на следующих страницах.

Южная синклинальная структура, также сложного строения, отделяющаяся от Буреинского бассейна поднятием фундамента на р. Сутырь, имеет северо-восточное простирание и располагается в низменности верхнего течения р. Тырмы и по ее притоку р. Гуджал.

Внутренняя структура всего Буреинского краевого прогиба показана на фиг. 7. Процессы прогибания земной коры, сформировавшие эту структуру, повидимому в ослабленной форме продолжались во второй половине кайнозоя. Это видно из того, что центральная, наиболее широкая часть прогиба по среднему течению р. Буреи в районе впадения р. Ниман и по р. Ургал представляет собой отчетливо выраженную заболоченную котловину между Буреинским хребтом и хребтом Турана. Менее отчетливая котловина имеется по Тырме и Гуджалу в южной части прогиба.

Там, где стратиграфический разрез Буреинского прогиба является наиболее полным, его суммарная мощность достигает 7600 м. Из них 5400 м падает на морские терригенные отложения верхнего триаса, лейаса, доггера и низов мальма, а 2200—2350 м — на продуктивную толщу континентальных отложений верхнеюрского и нижнемелового возраста (Херасков, Давыдова и др., 1939; Матвеев, 1941; Онихимовский, 1948-ф)

Прогиб имеет несимметричное строение. В восточной и центральной зонах прогиба разрез мезозоя является более полным, начинаясь с морских отложений верхнего триаса или лейаса. В западной зоне, а также на северном продолжении прогиба (р. Огоджа) и по краям Тырминской депрессии разрез сокращен и представлен только континентальными отложениями верхней юры и нижнего мела, которые залегают на гранитах Туранской антеклизы.

Такое строение указывает на то, что ось максимального прогибания сместилась к западу во время отложения мезозойского комплекса морских и континентальных осадков.

Основные особенности структуры Буреинского прогиба были выяснены Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым и Т. Н. Давыдовой (Шатский и Давыдова, 1937; Херасков, Давыдова и др., 1939). Позднейшие исследования внесли в схему, намеченную Н. С. Шатским, небольшие коррективы (Онихимовский, 1948-ф).

В своей средней широкой части Буреинский прогиб представляет в целом структуру типа синклинали, усложненную дополнительными изгибами и дизъюнктивными нарушениями.

Западное крыло прогиба сложено почти недислоцированными угленосными отложениями ($J_3 + Cr_1$), которые очень полого и почти моноклинально падают к востоку. Эта моноклиналь местами осложнена поперечными разломами, по которым поднят к поверхности гранитный фундамент (например, на водоразделе Буреи и Нимана на широте 52°), и продольными расколами по границе с антеклизой хребта Турана (правобережье р. Буреи ниже впадения р. Ниман, среднее течение р. Нимакан и др.).

Средняя зона, т. е. внутренняя часть прогиба, представляет собой систему небольших параллельных складок, иногда коробчатой формы, с углами наклона слоев от 10 до 80°. Как указывает В. В. Онихимовский, на широте устья р. Ниман, в полосе шириною около 20 км от левобережья Буреи до прииска Александровского, насчитывается более десятка таких складок.

Восточное крыло прогиба, сложенное главным образом юрой, имеет моноклинальное падение к западу под углом 15—20°.

В Акишма-Ниманской синклинали ось структуры погружается к северо-западу, где распространена только продуктивная толща. Морская юра в южной части синклинали образует несколько небольших параллельных складок северо-западного простирания.

Между Буреинским бассейном и Тырминской котловиной сохранились небольшие синклинальные складки юры, окруженные и отделенные друг от друга выступами гранитного основания. Породы фундамента выходят в антиклинальных прогибах, усложняющих структуру Тырминской синклинали. В этих районах хорошо видно, что кристаллический фундамент участвует в крупных пликативных деформациях осадочного чехла (Власов и Чемеков, 1942-ф).

Складки Буреинского прогиба местами прорваны небольшими гипабиссальными интрузиями диорит-порфиритов и гранитов, по возрасту, вероятно, принадлежащих к меловому периоду. В северной части прогиба (Акишма-Ниманская синклиналь) и в Тырминской котловине имеют распространение кислые эффузивы и порфириты, относимые к средним и верхним горизонтам нижнего мела.

2. ХИНГАНО-БУРЕИНСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Хингано-Буреинский антиклинорий представляет собой древнюю зону докембрийской и (на юге) каледонской складчатости, деформированную в процессе мезозойской складчатости и игравшую роль геоантиклинали в системе мезозоид. Морфологически Хингано-Буреинский антиклинорий приблизительно совпадает с областью Буреинского хребта, южная часть которого обычно именуется Малым Хинганом. Менее крупные хребты: Дуссе-Алинь (водораздел между Левой Буреей и Амгунью), Эзоп, Шукипонтой, Сутарский и Помпеевский, а также большая часть бассейна р. Биджан также принадлежат к Хингано-Буреинскому антиклинорию в тех его пределах, которые показаны на фиг. 5. Как и в зоне хребтов Джагды и Тукурингра, мезозойские геоантиклинали были в общих чертах унаследованы в движениях позднего кайнозоя, сформировавших главные особенности современного рельефа Буреинского хребта и его отрогов.

В южной части структура Хингано-Буреинского антиклинория изучалась С. А. Музылевым (1938а, 1938б), Г. П. Воларовичем (1939), В. Н. Даниловичем (1937), М. Н. Доброхотовым (1936, 1939-ф) и другими исследователями, в более северной — молибденовой экспедицией ВИМС (А. Е. Нелюбин и др.), Н. П. Херасковым, В. В. Онихимовским, Н. П. Саврасовым, А. Ф. Атаманчуком, С. Ф. Усенко и Е. Е. Фроловой (Херсаков и Давыдова, 1939; Онихимовский, 1948-ф; Саврасов, 1947-ф; Атаманчук, 1939-ф) и в районе хр. Эзоп — Г. М. Константиновым (1947), М. Ю. Жилиным (1943-ф) и другими геологами.

Несмотря на довольно большое количество проведенных здесь исследований, многие основные вопросы стратиграфии и структурного расчленения остаются не вполне решенными. Так, например, не вполне решен вопрос о возрасте сланцев, относимых Н. П. Саврасовым к триасу, а В. В. Онихимовским — к протерозою, о возрасте эффузивной свиты, отнесенной этим же исследователем к норийскому ярусу верхнего триаса, а его предшественниками — к мелу, и т. д. Неясен вопрос о возрасте кремнистых и углисто-глинистых сланцев Малого Хингана, дислоцированных совместно с хинганским комплексом и залегающих выше нижне- или среднекембрийской лондоковской свиты известняков.

В своем описании мы будем придерживаться, в основном, того стратиграфического расчленения, которое дано в сводках С. А. Музылева, М. Н. Доброхотова, Г. П. Воларовича и В. В. Онихимовского, принимая указанную ими последовательность свит, но изменяя возрастную датировку. Важнейшие структурные единицы антиклинального и синклинального типа были намечены для южной части антиклинория в работе Г. П. Воларовича, и для северной части, расположенной к востоку от Буреинского бассейна — в очерке Н. П. Хераскова (Воларович, 1939; Херасков и Давыдова, 1939). Сопоставление сводной геологической карты, составленной в 1948 г. В. В. Онихимовским, с текстом тектонического описания, имеющимся в очерке Н. П. Хераскова, показывает, что подразделение антиклинория на несколько тектонических зон, намеченное Н. П. Херасковым в 1939 г., подтверждается материалами позднейших, более детальных, геологических съемок.

В южной части антиклинория имеют развитие архейские, протерозойские, кембрийские и залегающие на них палеозойские отложения (табл. V, Малый Хинган). В северной части В. В. Онихимовским выделяются архей, протерозой и верхний триас. К верхнему триасу им, на основании находки фауны в бассейне р. Мерек (Саврасов, 1939—1940-ф), отнесены конгломераты и песчаники так называемой верхнеуссомахской свиты. Нижнеуссомахская свита темных филлитовидных сланцев и ортукская свита зеленых сланцев эффузивно-туфового происхождения отнесены им к верхам протерозоя (Prz_2^3 и Prz_2^1), тогда как прежними исследователями эти отложения относились к верхнему палеозою (Херасков и Давыдова, 1939) и к триасу (Саврасов, 1948-ф; междуречье Левой Буреи и Амгуни). В. В. Онихимовский не придает значения несогласию между филлитовидными сланцами и нижележащими протерозойскими толщами, хотя оно явствует из его же работ по р. Бурее и из съемки Е. Е. Фроловой и В. И. Курлаева в верхнем течении р. Ургал.

Судя по литологическому сходству и стратиграфическому положению, свиту филлитовидных сланцев правильнее всего было бы отнести к палеозою (вероятно — среднему или нижнему), параллелизуя ее с палеозойской свитой углисто-глинистых сланцев Малого Хингана.

Нижележащие протерозойские и архейские свиты имеют одинаковую датировку у всех исследователей.

Таким образом, нам представляется наиболее правдоподобной та схема сопоставления разрезов свит, наиболее характерных для северной и южной частей Малого Хингана, которая приведена в табл. V.

Если эта таблица правильно отражает действительное положение вещей, главное отличие северной части антиклинория от его южной малохинганской части состоит в том, что на севере подверглись размыву как верхние члены хинганского комплекса, т. е. верхний протерозой и кембрий, так и нижние члены, соответствующие по возрасту графитоносной союзненской свите. Сохранились же главным образом средние члены, т. е. ниманская толща, по возрасту близкая к игинчинской свите Малого Хингана.

Поразительным в структуре Хингано-Буреинского антиклинория является то, что при наличии ряда несомненных размывов в стратиграфическом разрезе, который начинается средним протерозоем и кончается верхним триасом, имеющиеся здесь несогласия между разновозрастными свитами часто оказываются незначительными. Во многих случаях, судя по наиболее детальным съемкам в рудоносных районах Малого Хингана, верховьев Ургала, Буреи и Мальмальты (Уссомахская синклиналь; Онихимовский, 1948-ф) и бассейна Правой Буреи (Жилин, 1943-ф), эти несогласия скорее имеют характер несогласий географических, чем крупных угловых несогласий того типа, который характерен для антиклинориев складчатых областей. Полосы протерозоя, палеозоя и триаса протягиваются на картах этих районов почти параллельно, обрисовывая складчатые структуры, общие для всех этих свит. Такой характер залегания отчасти явился причиной уже упомянутого разнобоя в датировке свит и, в частности, объединения палеозойской нижнеуссомахской и верхнетриасовой верхнеуссомахской свит в одном комплексе.

Восточнее, в районе левобережья Амгуни, уже не наблюдается такого согласия в простирании и в расположении осей складчатых структур древних и более молодых свит разреза. Здесь на р. Мерек можно видеть и в плане и в профиле отчетливое угловое несогласие между породами верхнетриасовой мерекской свиты и теми породами, которые соответствуют палеозою и протерозою Буреинского разреза.

Затрудняясь выделить структурные этажи в зоне Хингано-Буреинского антиклинория, мы можем высказать некоторые предположения о причинах квази-согласного залегания протерозойских, палеозойских и триасовых свит в средней полосе Хингано-Буреинского антиклинория. Платформенный характер верхнепротерозойских и кембрийских отложений, имеющих много общего с разрезами Ханкайского массива и Китайской платформы, позволяет предполагать, что некоторые части этого антиклинория приобрели относительную стабильность в результате постархейской орогении. В течение довольно длительного периода складчатость проявлялась здесь в ослабленной форме, и лишь палеозойские движения на юге антиклинория и верхнемезозойские — в его северной части смогли привести к более основательной деформации фундамента и накопившихся на нем более или менее согласно залегающих отложений. Возникшая при этом складчатость характеризуется крутыми углами падения слоев (50—75°) и многочисленными разрывами в районе Малого Хингана. В северной части антиклинория пликативные дислокации менее сложны и характеризуются углами падения в протерозойских свитах и в филлитах около 15—30°, редко до 60°; в триасе верхнеуссомахской свиты углы падения на крыльях складок составляют только

Таблица V

Схема сопоставления стратиграфических разрезов южной и северной частей *Хингано-Буреинского антиклинория*

Предполагаемый или установленный возраст	Южная часть антиклинория (Малый Хинган)	Северная часть антиклинория (Верхне-Буреинский район)
Юра — мел	Угленосная свита	Юра и мел Буреинского бассейна
Верхний триас		Верхнеуссомахская свита конгломератов и песчаников
Верхний палеозой, нижний и средний триас	Размыв, несогласие	
Средний или нижний палеозой	*Темные углисто-глинистые* сланцы Кремнистые, глинисто-кремнистые и углисто-глинисто-кремнистые сланцы, внизу конгломераты	*Нижнеуссомахская свита* темных филлитовидных сланцев *Ортукская свита зеленых* сланцев эффузивно-туфового происхождения
Кембрий нижний и средний	Размыв, несогласие	Размыв, несогласие
	Лондоковская свита (известняки) Рудопосная свита (углистые, кремнистые и железистые сланцы) Небольшой размыв и несогласие	
Протерозой	*Мурандавская свита с доломитами*	
	Игинчинская свита — кварцево-серицитовые сланцы и хлоритовые сланцы	3. Кварцево-серицитовые сланцы с прослоями зеленокаменных пород 2. Кварцево-серицитовые и хлоритовые сланцы 1. *Графитистые* кварцево-серицитовые, слюдяные сланцы Ниманская толща
	Размыв, несогласие	Размыв, несогласие
	Союзненская свита—графитистые мраморы	
Архей	Значительный размыв и несогласие	
	Ортогнейсы и парагнейсы	Ортогнейсы и парагнейсы

15—20°, и лишь вблизи крупных разрывов слои стоят на головах. Мелкие складки второго порядка имеют более крутое падение крыльев и встречаются во всех свитах от протерозоя до триаса. Дислокации сопровождались внедрением крупных интрузий гранитов — главным образом палеозойских (каледонских?) на юге, мезозойских на севере.

В складчатой структуре южной части антиклинория осадочные комплексы, сохранившиеся среди большого поля гранитов, позволяют наметить, с запада на восток: 1) Помпеевскую (по Г. П. Воларовичу — Амурскую) антиклиналь; 2) Самарскую синклиналь в бассейне р. Самары; 3) Сутарскую антиклиналь, протягивающуюся в верховьях рек Помпеевки и Сутара; 4) Бираканскую сложную синклиналь, состоящую, в свою очередь, на протяжении 60 км вкрест простирания, из 4—5 антиклиналей и такого же количества синклиналей, и 5) Биджанскую (по Г. П. Воларовичу — Каменушкинскую) антиклиналь. Все эти складки имеют меридиональное или близкое к нему северо-восточное простирание и характеризуются развитием дополнительных мелких складок с углами падения слоев 50—90°, часто с разрывами.

Мезозойская структура Малого Хингана имеет иной характер. Она представляет в целом, как это показано в статье С. А. Музылева, пологое антиклинальное поднятие, окаймленное с запада и с востока прогибами, в которых накапливались юрские и меловые континентальные осадки (Музылев, 1938а). В пределах самого антиклинория эти деформации выразились в образованиях типичных брахисинклиналей — «наложенных мульд», по терминологии Н. С. Шатского. Одна из этих мульд — Сутарская, расположенная на правобережье р. Сутар в районе Сутарского хребта, находится в области Бираканской синклинали, другая (Биро-Турукская мульда) — к югу от ж.-д. станции Биры, в области Биджанской антиклинали. Небольшая площадь мезозоя имеется у ст. Лондоко в нижнем течении р. Каменушки (Шкорбатов, 1937).

Сутарская мульда имеет вытянутость в северо-восточном направлении, ориентированном под углом 45° к простиранию складок хинганского комплекса, и состоит из юрских континентальных отложений, верхнемеловых туфоэффузивных пород и залегающих над ними песчаников, которые сопоставляются с цагаянским ярусом Нижне-Зейской синеклизы.

В Биро-Турукской мульде представлены только юрские или юрско-меловые угленосные отложения и верхнемеловые эффузивы. Те и другие прорваны здесь лярамийскими гранитами, аналогичными гранитам района ж.-д. станции Облучье. Углы падения в юрско-меловых толщах обычно не более 10—25°, верхний мел залегает практически горизонтально.

Западное ограничение Хингано-Буреинского антиклинория на этом южном участке составляет Тырминская синклиналь Буреинского краевого прогиба, переходящая далее к юго-западу в зону краевого шва, закрытого с поверхности полосой верхнемеловых эффузивов. Эта полоса протягивается из верховьев р. Яурин в район ж-д. станции Облучье и сел. Радде на Амуре, продолжаясь далее к юго-западу на Китайской стороне Амура (Ициксон и др., 1947). С имеющимися здесь гипабиссальными интрузиями гранитоидов связана рудная минерализация Малохинганского оловоносного района.

В структуре северной части Хингано-Буреинского антиклинория, примыкающей с востока к прогибу Буреинского бассейна, различаются с запада на восток четыре крупные структурные зоны (Херасков и др., 1939): а) Тостахская антиклиналь, сложенная архейскими гнейсами и

протягивающаяся от верховьев Гуджала и Дубликана до Умальтинского района на севере, где она погружается под мезозой Акишма-Ниманской синклинали; б) Уссомахская синклиналь, в крыльях сложенная протерозоем, а по оси — палеозоем и верхним триасом; в) Водораздельная антиклиналь, протягивающаяся от водораздела Буреи и верховьев Амгуни в район слияния рек Правой и Левой Буреи и в восточную часть хребта Эзоп, т. е. на водораздел между р. Харгу и реками Ниман и Акишма; г) Сулукская синклиналь, составляющая переход к структурам Нижне-Амурской синклинальной зоны, расположенным в верховьях р. Амгуни и по р. Сулук.

Водораздельная антиклиналь сложена главным образом протерозоем. Архей, окаймленный хорошо откартированными М. Ю. Жилиным полосами протерозоя, выступает в области истоков Правой Буреи и Нимана и в восточной части хребта Эзоп. В Сулукской синклинали между реками Сулук и Амгунь появляются зеленые сланцы и темные филлитовидные сланцы, принадлежавшие, вероятно, к среднему или нижнему протерозою. Н. П. Саврасов считал их более древними, чем кварцево-слюдяные сланцы юго-восточного крыла Водораздельной антиклинали (хр. Дуссе-Алинь), а В. В. Онихимовский — более молодыми. Последнее мнение представляется более правильным и лучше согласуется с общей структурой антиклинория.

Уссомахская синклиналь в южной своей части отделена от гнейсовой Тостахской антиклинали продольным надвигом. В средней части этот надвиг не доказан и, возможно, отсутствует (Онихимовский, 1948-ф). В Уссомахской синклинали хорошо видно, что ось этого прогиба как для протерозоя, так и для палеозоя и триасовых отложений располагается почти одинаково, а полосы этих разновозрастных отложений, имеющие ширину 2—5 км, протягиваются на карте параллельно друг другу.

Нижнеуссомахская свита темных филлитовидных сланцев (палеозой?) залегает на нижележащих толщах с географическим несогласием — на свите зеленых сланцев в южной части синклинали, на верхней подсвите протерозоя (Prz_1^2, по Онихимовскому), в средней части и на нижней подсвите протерозоя (Prz_1^1, по Онихимовскому) — в северной части синклинали, т. е. в истоках Нимана. Такое залегание указывает на размыв и некоторое поднятие северной части структуры в палеозойское время, точнее до отложения нижнеуссомахской свиты. Это хорошо согласуется с тем общим поднятием шарниров складок, которое можно подметить в Уссомахской синклинали и Водораздельной антиклинали по мере приближения к той зоне, где происходит изменение простирания складок и где структуры Хингано-Буреинского антиклинория переходят в антиклинорий хребта Джагды. Во всех четырех перечисленных параллельных зонах хорошо виден тот же поворот простирания (северо-восточного и меридионального на юге, северо-западного на севере), который отчетливо выражен в дугообразном изгибе Буреинского прогиба.

Из всего сказанного ясно, что отделение Хингано-Буреинского антиклинория от структур Ольдое-Селемджинской зоны является весьма условным. Оно основано главным образом на отсутствии столь мощного, как в Ольдое-Селемджинской зоне, комплекса среднепалеозойских осадков и на различии в доминирующих простираниях. Однако в мезозойской структуре Хингано-Буреинский антиклинорий и антиклинорий хребтов Джагды, Тукурингра и Янкан представляют единое целое и

сильно отличаются от антиклинориев более восточных частей мезозойской складчатой области отсутствием геосинклинальных верхнепалеозойских отложений и другими особенностями. Некоторые особенности Хингано-Буреинского антиклинория сближают его с теми участками Китайской платформы, которые были сильно деформированы в течение мезозойской эры.

3. ВЕРХНЕ-ЗЕЙСКИЙ ПРОГИБ И УДСКАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

В мезозойской структуре Дальнего Востока отчетливо выделяются два прогиба — Верхне-Зейский и Удский, расположенные между дугой Станового хребта и дугой хребтов Тукурингра, Джагды и Тайкан, протягивающихся в пределах Ольдое-Селемджинской зоны и ее Шантарской ветви. Таким образом, эти прогибы возникли между зонами докембрийской и палеозойской складчатости, достигшими некоторой консолидации уже в палеозое, но подвергавшимися крупным глыбовым деформациям во время мезозойской орогении. Вероятно, именно с геоантиклиналей Становика, Джагды и Тайкана, поднявшихся в мезозое в виде крупных возвышенностей, и поступал тот обломочный материал, который заполняет Верхне-Зейский межгорный прогиб и Удскую синклинальную зону. Такое расположение поднятий и депрессий сохранилось в общих чертах и в кайнозое, когда оформился современный рельеф Верхне-Зейской котловины и рельеф впадины, открытой к Охотскому морю, по которой протекает р. Уда.

Как в кайнозое, так, повидимому, и в мезозое ось прогиба Верхне-Зейской депрессии проходила в широтном направлении через южную часть депрессии. Прерванный хребтом Джугдыр прогиб возобновляется на продолжении этой же линии в истоках р. Уды. Далее ось прогиба проходит приблизительно вдоль р. Уды, постепенно отклоняясь к северу, т. е. принимая то северо-восточное направление, которое отчетливо выражено в береговой линии Охотского моря от устья р. Уды до Аяна. В рельефе дна прибрежной части Охотского моря можно заметить на этом отрезке пологий желобообразный прогиб, почти параллельный берегу и морфологически составляющий продолжение Удской депрессии. Шантарские острова располагаются к юго-востоку от этого прогиба.

Верхне-Зейский прогиб заполнен четвертичными и верхнетретичными отложениями, из-под которых только на юго-западе, по берегам р. Зеи выше пос. Инарогда, выступают юрские угленосные отложения и эффузивы (Быков, 1936). Юра смята в складки широтного направления (Серпухов, 1945-ф). Вероятно, в южной половине Верхне-Зейского прогиба под кайнозоем имеется большая мульда, сложенная мезозойскими угленосными толщами.

Удская синклинальная зона, судя по данным В. И. Серпухова (1931-ф), П. С. Бернштейна (1937-ф), В. В. Фролова (1941-ф) и В. А. Ярмолюка (1949-ф), заполнена главным образом верхнетриасовыми, юрскими и меловыми отложениями. На продолжении этой зоны по побережью Охотского моря в бассейне р. Лантарь А. А. Леонтович обнаружил в черных глинистых сланцах флору пермокарбона (C_3-P_1; см. Леонтович и Раков, 1939-ф). Фауна норийского яруса была найдена в филлитах в южной части бассейна р. Уды (Серпухов, 1931-ф).

К нижней юре П. С. Бернштейн относит свиту порфиритов и их туфов, трансгрессивно залегающую на палеозойских сланцах и гранитах нижнего течения р. Чогар (верховья р. Уды). Здесь же и на правобережье р. Уды по р. Урми (притоку р. Шавли) им установлен комплекс

морских юрских отложений — глинистых сланцев и песчаников с прослоями конгломератов,— содержащих в нижних горизонтах фауну пелеципод верхнего бата (J_2), затем келловея — оксфорда и в верхней части киммериджа.

В. И. Серпуховым в этом же районе выявлена свита песчаников, конгломератов и сланцев с прослоями угля и флорой, имеющей много общего с флорой угленосных толщ Буреинского бассейна и р. Зеи. Такая же угленосная свита, по данным В. В. Фролова, имеет распространение западнее, в верхнем течении р. Уды и по ее притоку Удыхину; морские свиты здесь, повидимому, выклиниваются.

В нижнем течении р. Уды, начиная от места впадения р. Маи-Половинной, на правобережье Уды имеют распространение порфириты, по аналогии с вышеописанными отнесенные к нижней или средней юре (Ярмолюк, 1949-ф). На левобережье р. Уды и дальше к северо-востоку у побережья Охотского моря распространены юрские туфопесчаники и аргиллиты, континентальные нижнемеловые отложения и эффузивы, относимые к верхам нижнего мела или к верхнему мелу (Антонов, 1937-ф; Леонтович и Раков, 1939-ф). Андезиты и базальты верхнетретичного (?) возраста имеются на левобережье р. Уды как в нижнем, так и в верхнем течении. Большое распространение имеют верхнемезозойские гранитоиды.

Из этого обзора видно, что в Удской синклинальной зоне мы имеем так называемый верхоянский комплекс отложений, характерный для тихоокеанского пояса мезозойской складчатости, начинающийся с пермокарбона и охватывающий триас, юру и нижний мел. Верхний триас и юра представлены здесь главным образом в морских фациях, нижний мел и верхи юры — в фациях континентальных. Мощность отложений верхоянского комплекса — не менее 5000 м. Все эти породы собраны в складки широтного и северо-восточного простирания. В юрских отложениях складки довольно пологие, с углами падения до 15—20°. Меловые эффузивы дислоцированы еще слабее. По южному краю Удской синклинальной зоны как на западе (в районе Баладека и западнее), так и на востоке, на правобережье нижнего течения р. Уды, отмечаются крупные дизъюнктивные нарушения северо-восточного направления. Они отделяют эту зону от антиклинория хребта Тайкан, принадлежащего к Шантарской ветви Ольдое-Селемджинской зоны. Палеозой Тайканского хребта по этим надвигам перемещен в сторону Удского прогиба. Кроме того, палеозойские отложения местами выведены на поверхность в осевых частях складок северо-восточного простирания, усложняющих структуру прогиба.

4. БИРО-УРМИЙСКАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА И БАДЖАЛЬСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Огромный, но еще очень слабо изученный Баджальский антиклинорий, или, точнее, Баджальская антиклинальная зона, располагается между Амуром и Амгунью. На юго-западе она доходит до р. Урми, на северо-востоке — до верховьев рек Бичи и Лимури. От Хингано-Буреинского антиклинория Баджальская зона отделена прерывистой синклинальной зоной, охватывающей область истоков Амгуни и верховья Урми. Продолжение структур этой синклинальной зоны можно видеть в палеозойском прогибе, отделяющем Малый Хинган от антиклинали хр. Большие Чурки. Последняя может быть представляет собой юго-западное продолжение осевого поднятия Баджальского антиклинория.

Между тектонической структурой Баджальской зоны и морфологией современного рельефа наблюдается гораздо меньше соответствия, чем в вышеописанных крупных структурах других зон мезозойской складчатости.

Юго-западная часть Баджальской зоны охватывает группу хребтов северо-восточного простирания — Баджальский хребет между р. Амгунь и реками Кур и Горин с вершинами до 2511 м, хребет Джаки-Унахта-Якбыяна, хребет Мяочай, хребет Вандан и др. Простирание этих хребтов соответствует общему направлению складчатости.

Северо-восточная часть Баджальской зоны, составляющая водораздел между реками Бичи, Пильда и Лимури и реками, стекающими к озеру Эворон и к р. Горин, также представляет собой возвышенность северо-восточного направления.

Но между возвышенностями юго-западной и северо-восточной частей описываемой антиклинальной зоны располагается молодая, возникшая в верхнетретичное и четвертичное время, поперечная депрессия, протягивающаяся от Комсомольска и низовьев р. Горин к озеру Эворон и озеру Чукчагир. Продолжение этой низменности можно проследить в северо-западной части Нижне-Амурской синклинальной зоны по долинам Амгуни и Немилена, причем ее простирание и там является секущим по отношению к простиранию палеозойских и мезозойских складок.

К Биро-Урмийской зоне отнесен прогиб, заполненный триасом, юрой и мелом, который протягивается из области истоков р. Амгуни в верховья р. Урми и после перерыва находит свое продолжение в мезозойском прогибе, расположенном между Биджанской антиклиналью Малого Хингана и антиклиналью хребта Большие Чурки.

Мезозойские толщи, заполнявшие Биро-Урмийский прогиб, были большею частью денудированы благодаря новейшим поднятиям и сохранились только в отдельных обрывках. На р. Урми в районе пос. Талакан сохранился верхний триас — синевато-серые глинистые сланцы с фауной пелеципод (Лазарев, 1936-ф). Выше по течению р. Урми довольно большую площадь занимают песчаники, туфы порфиритов и песчано-глинистые отложения с углистыми прослоями, принадлежащие к верхней юре и нижнему мелу. Эти отложения образуют брахискладки, в которых углы падения слоев обычно лежат в пределах 10—30°, но местами наблюдаются и более сложные дислокации.

Прогиб, заполненный континентальными отложениями, аналогичными отложениям Буреинского бассейна, продолжается у восточного края Хингано-Буреинского антиклинория дальше к северу и северо-востоку до верховьев Амгуни, т. е. в район, который в тектоническом отношении отнесен к Нижне-Амурской синклинальной зоне. Здесь эти юрско-меловые породы перекрыты дацитами и порфирами верхнемелового баджальского эффузивного комплекса, в котором местами заметны значительные дислокации (Атаманчук, 1940-ф; Иициксон и Глушков, 1947-ф).

На юго-западном продолжении Урмийского прогиба расположен прогиб в нижнем течении р. Биры и по левобережью Амура в районе г. Биробиджана и пос. Бирофельд и Лазарево. Большая часть этого прогиба закрыта четвертичными отложениями и базальтами плиоценового или нижнечетвертичного возраста, но по краям прогиба, например на северо-западных склонах хребта Большие Чурки, выходят угленосные отложения нижнемелового или верхнеюрского возраста.

Расположенная к востоку от Биро-Урмийской синклинальной зоны сложно построенная Баджальская антиклинальная зона представляет собою, по существу, не один, а несколько антиклинориев, протягиваю-

щихся в северо-восточном направлении и сложенных главным образом верхним палеозоем. Оси этих сложных структур в общем погружаются с юго-запада на северо-восток, а между антиклинориями имеются синклинальные зоны, заполненные мезозойскими отложениями.

Самой крупной структурой является антиклинорий, начинающийся в среднем течении р. Урми и протягивающийся через вершину Урми в среднюю и северо-восточную часть Баджальского хребта между истоками рек Горин и Баджал. В юго-западной части этого антиклинория выходят архейские гнейсы, граниты, мигматиты, протерозойские кварциты, графитистые сланцы, кристаллические известняки и зеленокаменные породы, прорванные гранитоидами, которые, по нашему мнению, относятся к каледонскому циклу (Лазарев, 1936-ф). А. Ф. Атаманчук отмечает, что простирание архейских пород отличается от простирания пород протерозойских, которое ближе к широтному (ВСВ).

На севере все эти породы, смятые в крутые складки меридионального и северо-восточного направления, погружаются под девонские отложения верховьев р. Урми, залегающие на древних толщах с резким угловым несогласием. Девонские породы расчленены А. З. Лазаревым и А. Ф. Атаманчуком на две свиты — базальную свиту, состоящую из песчаников и конгломератов, и грауваккову свиту, сложенную известковистыми, песчанистыми и глинистыми породами с фауной живетского яруса. Мощность девона 1000—1600 м. Он собран в более пологие складки северо-восточного простирания с углами падения слоев 20—50°.

Далее к северо-востоку девон также погружается под толщу верхнепалеозойских песчаников, глинистых сланцев, зеленых туфов, порфиритов и кремнистых пород, достигающую мощности в 3000—4000 м (Атаманчук, 1941-ф). Они прорваны мезозойскими гранитами и образуют довольно сложные складки с углами падения 40—50°, часто отклоняющиеся от среднего простирания, которое является северо-восточным. Дальше к северо-востоку складчатость в этих отложениях усиливается и нередко слои стоят на головах (Кривицкий, 1948-ф).

На верхнем палеозое и на туфогенных породах мезозойского возраста, а в верховьях р. Урми прямо на девонских породах залегает баджальский эффузивный комплекс, изучавшийся М. И. Ициксоном (Ициксон и Глушков, 1947-ф) и Л. Б. Кривицким (1948-ф). В состав баджальского комплекса входят порфириты и андезиты (внизу), дациты и их туфы (в средней части), кварцевые порфиры, липариты и их туфы (в верхней части). Он прорван гипабиссальными интрузиями гранит-порфиров, гранитов и диорит-порфиритов. Мощность баджальского эффузивного комплекса — более 1000 м. Он образует очень пологие складки и в соседних частях Биро-Урмийской синклинальной зоны несогласно залегает на угленосном нижнем мелу. А. Ф. Атаманчук, М. И. Ициксон и Л. Б. Кривицкий принимают для баджальского комплекса верхнемеловой возраст, Н. П. Саврасов относит его к нижнему мелу.

Складчатая структура Главного Баджальского антиклинория прослеживается с северо-восточным простиранием до озера Эворон. Развитые в этом районе песчано-сланцевые отложения были отнесены З. М. Мендельсоном (1940-ф) к девону, но в действительности вероятно принадлежат к верхнему палеозою. Юго-западное продолжение Главного Баджальского антиклинория можно видеть в антиклинальной структуре небольшого хребта Большие Чурки, расположенного в 20—100 км к югу и юго-западу от г. Биробиджана. Эта структура слагается песчано-глинистыми породами верхнепалеозойского возраста ($C_3 + P$), образую-

щими складки северо-восточного простирания с углами падения слоев 30—50° (Маслов, 1939).

Другой антиклинорий, который можно назвать антиклинорием хребта Джаки-Унахта-Якбыяна, ответвляется от Главного Баджальского антиклинория на левобережье р. Кукана и, пересекая р. Кур, протягивается через хребет Ян-Огды в район г. Комсомольска. На левобережье Кукана по оси этой структуры прослеживается узкая полоса докембрия, который вскоре погружается под верхний палеозой. Верхний палеозой на р. Кур и по ее притоку р. Санар образует широкую антиклиналь, разбитую меридиональными расколами. Дислокации верхнего палеозоя в районе Кукана и Кура сравнительно спокойные, углы падения слоев в синклиналях не превышают 10—15° (Лазарев, 1936-ф). Однако далее к северо-востоку в хребте Ян-Огды, составляющем водораздел между р. Кур и р. Харпи, верхний палеозой (песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, прослои известняка, диабазы) дислоцирован более интенсивно и образует антиклинорий, осложненный разрывами как на северо-западном, так и на юго-восточном крыле (Атаманчук, 1937-ф).

По оси структуры, т. е. в области водораздела, антиклинорий прорван крупным массивом гранодиорит-порфиров и гранитов, тянущимся на 125 км. На гранитах залегают дациты, являющиеся аналогом дацитов баджальского комплекса. Гранитная интрузия, вероятно, представляет собой многофазный комплекс, причем некоторые члены связаны с дацитами по времени образования (верхний мел?).

На левобережье Амура в районе Комсомольска прослеживается ряд параллельных складок северо-восточного простирания, сложенных верхним палеозоем (кремнистые сланцы, песчаники, глинистые песчаники и сланцы). Сложная изоклинальная складчатость этих толщ характеризуется углами падения 60—90°, причем осевые плоскости складок наклонены к северо-западу, т. е. имеется некоторое опрокидывание их в сторону синклинальной зоны нижнего Амура, заполненной мезозойскими отложениями. Как и на склонах хребта Ян-Огды, здесь отмечается ряд надвигов в зоне перехода от антиклинория к синклинорию (Рембашевский, 1935-ф).

Антиклинорий Джаки-Унахта-Якбыяна отделен от Главного Баджальского антиклинория синклиналью, ось которой протягивается в северо-восточном направлении приблизительно вдоль верхнего отрезка течения р. Кур. Мезозой представлен аркозовыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами с прослоями глинистых сланцев и образует сравнительно простые складки. Прямолинейные очертания долины верховьев р. Кур и наличие здесь континентальных третичных отложений с бурыми углями позволяет говорить о возникновении в кайнозойское время грабенообразной впадины, может быть соединявшейся с грабеном р. Горин. Ось впадины совпадает с мезозойской синклиналью, что говорит об унаследованном характере кайнозойских дислокаций северо-восточного направления.

В бассейне верхнего течения р. Горин палеозой образует сложные складчатые структуры, которые располагаются между двумя вышеописанными антиклинориями. Н. П. Саврасов (1935-ф) выделял здесь два комплекса отложений. Нижний комплекс — аркозовые песчаники, филлиты и туфогенная песчано-сланцевая свита — был им предположительно отнесен к девону, верхний комплекс — кремнистые сланцы и песчаники — к верхнему палеозою.

Нижний комплекс имеет распространение в хребте Мяочай и в нижнем течении р. Хурмули. В этом хребте уже П. А. Казанским (1932)

к западу от Комсомольска на водоразделе между р. Цуркуль и верховьями р. Горин были обнаружены регионально-метаморфизованные биотитовые сланцы, песчаники и кремнистые сланцы.

Хотя на позднейших геологических картах все эти породы были отнесены к области распространения верхнего палеозоя, мы считаем вполне правдоподобным первоначальное предположение Н. П. Саврасова о том, что в хр. Мяочай и в нижнем течении р. Хурмули выступают на поверхность породы среднепалеозойского возраста. Если это верно, то здесь мы будем иметь антиклинорий, кулисообразно подставляющий антиклинорий хребта Джаки-Унахта. Палеозойские отложения этого антиклинория прорваны адамеллитами и гранитами.

В области верхнего течения р. Горин Н. П. Саврасов показывает синклинальную структуру, сложенную верхнепалеозойскими отложениями. Большая часть этой синклинали перекрыта базальтами кайнозойской депрессии, отчетливо выраженной в рельефе верховьев р. Горин. Эта депрессия северо-восточного простирания, вероятно ограниченная с северо-запада сбросом, доходит на северо-востоке почти до южного конца озера Эворон. В области истоков р. Горин депрессия заполнена третичными континентальными отложениями, содержащими прослои бурого угля (олигоцен?). Третичные отложения образуют здесь крутую синклиналь с углами падения крыльев от 45 до 85°; ширина синклинали 2,5 км. Ниже по течению р. Горин депрессия расширяется и заполнена покровом базальтов (мощностью до 200 м) и четвертичным аллювием.

Таким образом, здесь мы имеем прямое доказательство тех интенсивных кайнозойских дислокаций, которые привели к образованию ряда грабенообразных котловин северо-восточного направления, ограниченных прямыми линиями и прекрасно выраженных в рельефе. К числу этих котловин относятся впадина в области истоков р. Амгуни (выше впадения Баджала), параллельная ей долина р. Сулук, вышеописанная впадина в долине верхнего течения р. Кур и впадина верховьев р. Горин. Все они, кроме Сулукской, связаны с синклинальными структурами, сформированными в результате мезозойской орогении, и поэтому могут рассматриваться как структуры унаследованного типа, в отличие от более крупного поперечного прогиба озер Эворон и Чукчагир.

Северо-восточная часть Баджальской антиклинальной зоны представляет собой ряд параллельных складок северо-восточного направления, сложенных верхним палеозоем. Их оси быстро погружаются в северо-восточном направлении по мере приближения к Нижне-Амурской синклинальной зоне. Складки прослеживаются на некоторое расстояние в мезозойских отложениях этой зоны между озерной котловиной низовьев Амура (оз. Удыль и др.) и нижним течением Амгуни.

С Баджальской зоной на нашей тектонической схеме объединены антиклинории, расположенные между нижними отрезками течения рек Кур и Урми и антиклинорий хребта Вандан к северу от Хабаровска. Во всех этих складчатых структурах главную роль играет верхний палеозой — песчаники, туфогенные породы, глинистые и кремнистые сланцы, яшмы, местами несущие марганцевое оруденение (Кисец и Николаев, 1942-ф; Шифрин, 1937). Верхний палеозой собран в довольно сложные складки северо-восточного простирания, осложненные разрывами типа надвигов.

Таким образом, для Баджальской зоны в целом характерно распространение мощных верхнепалеозойских толщ, представленных в фациях, почти однотипных на всей ее площади.

5. ТУГУРО-НЕМИЛЕНСКАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Тугуро-Немиленская синклинальная зона охватывает, во-первых, сложно построенное нагорье, включающее в себя хребет Ям-Алинь, хребты Тыльский, Бюко, Меванджа, Альский и Тугурский, во-вторых, — депрессию среднего течения рек Немилен и Тугур, составляющую продолжение вышеописанной меридиональной депрессии озер Эворон и Чукчагир и, в-третьих, — хребет Магу и гористый Тугурский полуостров, которые расположены к востоку от этой депрессии. При такой разнородности в морфологическом отношении, подчеркнутой к тому же большими различиями в ориентировке хребтов, Тугуро-Немиленская зона все же представляется достаточно определенной структурной единицей в системе мезозойской складчатости.

Это область преимущественного распространения мезозойских и верхнепалеозойских отложений, собранных в складки главным образом северо-восточного простирания. Наподобие подковообразной дуги с северо-запада, с запада и с юга ее ограничивают складки, сложенные палеозоем и докембрием, уже описанные нами как Шантарская ветвь Ольдое-Селемджинской зоны (Тайканский хребет), антиклинорий хребта Джагды и Кербинский антиклинорий.

Складки Тугуро-Немиленской зоны, повидимому, продолжаются к северо-востоку в область шельфа Охотского моря. Граница Тугуро-Немиленской зоны и Нижне-Амурской синклинальной зоны проведена совершенно условно.

В строении Тугуро-Немиленской зоны участвуют отложения, которые можно объединить в три различных структурных этажа — палеозойский, среднемезозойский (главным образом $T_3 + J_1$) и верхнемезозойский ($J_3 + Cr$). Вероятно, при более детальном картировании палеозойский структурный этаж по характеру дислокаций будет расчленен по крайней мере на два структурных этажа—нижний (Prz—D) и верхний, охватывающий отложения верхнего палеозоя.

В структурном отношении в пределах Тугуро-Немиленской зоны выделяются тектонические элементы трех типов:

1. Три антиклинория северо-восточного простирания — Тыльский в области Тыльского хребта и среднего течения р. Тором (этот антиклинорий примыкает к антиклинорию Тайканского хребта, входящего в состав Шантарской ветви Ольдое-Селемджинской зоны), Альский,— начинающийся в верховьях Торома и р. Бюко и продолжающийся в Альский хребет между Удской губой и Тугурским заливом, и, наконец, Муниканский антиклинорий в области р. Муникан и истоков Тугура.

2. Вторую группу тектонических образований, сходных по своему строению, составляют складки верхнетриасовых и юрских отложений в бассейне р. Немилен и среднего и нижнего течения р. Тугур, на Тугурском полуострове (антиклинорий северо-восточного простирания) и в хребте Магу к юго-западу от Ульбанского залива.

На юго-западе, вблизи антиклинория хребтов Джагды и Эзоп, складки верхнетриасовых и юрских отложений приобретают параллельное ему северо-западное простирание, как это хорошо видно по съемкам Н. П. Саврасова и Н. А. Ракова в верховьях рек Харгу, Селемджи, Немилена и Керби и в южной части хребта Ям-Алинь (Раков, 1942-ф; Раков и Корель, 1943-ф; Саврасов, 1942-ф).

3. Наконец, третий тип тектонических структур представлен своеобразной синклиналью хребта Ям-Алинь, имеющей черты краевого прогиба, примыкающего с востока к антиклинориям Тайкана и Джагды.

Ям-Алиньская синклиналь, вытянутая с севера на юг на 150 км, сложена верхнеюрскими и нижнемеловыми осадочными породами и мощным комплексом верхнемеловых эффузивов. В противоположность другим крупным юрско-меловым синклинальным структурам Дальнего Востока, Ям-Алиньская синклиналь выражена в современном рельефе в виде возвышенности с высотами до 2043 м. Это отчасти связано с устойчивостью покрывающих ее эффузивных пород в отношении выветривания и размыва.

Палеозой и протерозой известны в северо-западной части Тугуро-Немиленской зоны, где они слагают ядра антиклинориев Тыльского, Альского и Муниканского, и появляются на продолжении Муниканского антиклинория в антиклинали, охватывающей южную часть о-ва Большой Шантар и северо-западное побережье Тугурского полуострова. К допалеозою В. А. Ярмолюк предположительно относит филлиты и рассланцованные песчаники Муниканского антиклинория. Средний палеозой, параллелизуемый с девонскими отложениями Шантарских островов, представлен кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, диабазами, туфами, песчаниками и глинистыми сланцами. Верхний палеозой занимает большую часть площади Тыльского антиклинория и широко развит на крыльях Альского и Муниканского антиклинориев. Верхний палеозой сложен песчаниками, песчаными и реже глинистыми сланцами темносерого цвета с прослоями кремнистых сланцев. Эта немая свита 2000-метровой мощности отнесена В. А. Ярмолюком (1949-ф) к верхней части палеозоя по аналогии с разрезами других районов Дальнего Востока. Складки в породах среднего и верхнего палеозоя крутые, осложненные мелкими изгибами и надвигами. Простирание часто приближается к широтному, в отличие от ориентировки складок мезозойских пород.

Верхнетриасовые отложения, фаунистически охарактеризованные норийскими формами *Pseudomonotis* в бассейне верхнего течения р. Тором и на берегу Охотского моря у северо-восточного окончания Альского хребта, представлены известково-глинистыми, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, местами содержащими прослои кремнистых пород. С ними тесно связаны песчаники и глинистые сланцы, относящиеся к юре. Верхний триас и юра образуют складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев от 10 до 40° на реках Тугур и Немилен; от 30 до 70° на Тугурском полуострове (Ярмолюк, 1943-ф; Красный, 1947-ф). В верхнем течении рек Керби и Немилен складки в таких же породах имеют северо-западное простирание, а углы падения слоев колеблются от 30 до 70° (Саврасов, 1942-ф). Эти мезозойские отложения прорваны интрузиями гранитов и гранодиоритов, внедрение которых относится к началу или середине мелового периода. В области Тугуро-Немиленского междуречья с этими интрузиями тесно связаны дациты и андезито-дациты.

Юра и нижний мел Ям-Алиньской мегасинклинали хорошо изучены только в ее северной части, где эта структура дискордантно перекрывает палеозой Тыльского антиклинория и восточного крыла антиклинория хребта Тайкан. Морской комплекс этих отложений подразделяется на четыре свиты: 1) свиту алевролитов с фауной оксфорда-киммериджа (J_3), 2) свиту аркозовых и кварцевых песчаников, также с фауной верхней юры, 3) свиту известковистых песчаников с фауной самых верхних горизонтов юры, переходных к валанжину, и 4) свиту песчаников и конгломератов с фауной нижнего валанжина. Общая мощность мальма и валанжина определяется в 1200 м (Ярмолюк, 1949-ф).

Породы эти образуют широкую корытообразную синклиналь, залегая в средней части этой мульды почти горизонтально, а у ее бортов падая центроклинально под углом 45—60°. Средняя часть синклинали покрыта мощным (около 2500 м) комплексом верхнемеловых вулканогенных пород, представленных в нижней половине главным образом кварцевыми порфирами и их туфами, а в верхней — андезитами, дацитами, фельзитами и их туфами. Судя по прослоям пепловых туфов, эти породы залегают почти горизонтально, обнаруживая лишь слабую волнистость с углами падения не более 10°, редко до 25°.

Вулканогенный комплекс в северной части хребта Ям-Алинь (между реками Токум и Тором) покоится согласно на нижнемеловых отложениях, но южнее переходит на палеозой Тыльского и Муниканского антиклинориев, а в южной части хребта Ям-Алинь, по данным Н. А. Ракова и Н. П. Саврасова, резко несогласно перекрывает верхнетриасово-юрскую толщу и прорывающие ее граниты. Залегание эффузивов и здесь почти горизонтальное.

В истоках Немилена имеется мульда, сложенная песчаниками и граувакками с прослоями углистых и углисто-глинистых сланцев, отнесенными к нижнему мелу (Саврасов, 1942-ф). Эта мульда возможно намечает продолжение зоны верхнеюрских и нижнемеловых прогибов, северное звено которой можно видеть в вышеописанных морских отложениях хребта Ям-Алинь.

Эффузивный комплекс и нижнемеловые отложения Ям-Алиньской синклинали прорваны гранитами и гранодиоритами (до кварцевых диоритов), по возрасту относящимися к концу мела или к палеогену.

На побережье Охотского моря в районе Тугурского залива и Тугурского полуострова со времен Меглицкого и Богдановича известна морская средняя юра (батский ярус и более низкие горизонты; Обручев, 1938; Красный, 1949) — песчаники и сланцы. Л. И. Красный относит к нижнему мелу (выше валанжина) туфо-порфиритовую свиту, имеющую большое распространение на западном берегу Ульбанского залива; она залегает несогласно на верхнетриасовых и юрских сланцево-песчаниковых отложениях. Туфо-порфиритовая свита образует складки северо-восточного простирания с углами падения 10—30° и прорвана гранитами, гранодиоритами и диоритами (Красный, 1947-ф).

Широкие депрессии долины Тугура и среднего течения р. Немилен сплошь покрыты четвертичными отложениями. В. А. Ярмолюк считает эти депрессии результатом новейших движений, рассматривая их как грабены, ограниченные линиями север-северо-восточного направления. Н. П. Батурин, С. Л. Кушев и др. рассматривают аналогичные депрессии Нижнего Приамурья как результат боковой эрозии речных систем. На этот вопрос проливают свет наблюдения Л. И. Красного относительно строения небольшой, но отчетливо выраженной впадины северо-восточного направления, расположенной поблизости от депрессий нижнего Тугура в средней, самой узкой части Тугурского полуострова.

Описываемая впадина включает в себя восточную часть Тугурского залива и залив Константина. Большая часть ее площади покрыта четвертичными отложениями, но у края впадины по восточному берегу Тугурского залива из-под четвертичных отложений выступают дислоцированные отложения третичной системы, имеющие мощность около 500 м. Это пески и галечники с прослоями бурых углей, содержащие флору палеогена или миоцена. Они образуют куполовидную складку с углами падения от 5 до 20° (Красный, 1947-ф, 1949).

Таким образом, здесь устанавливается факт значительного прогибания данного участка земной коры уже в середине кайнозоя и наличия молодых тектонических пликативных дислокаций. Наряду с отсутствием древних террас по долинам Тугурского района, этот факт говорит в пользу тектонической природы депрессий. Реки Тугур и Немилен, так же как и реки Сулук-Амгунь и Кур в ранее описанных котловинах Баджальской зоны, делают крутые коленообразные изгибы, явно приспосабливаясь к прямолинейным очертаниям опущенных блоков. В отдельных случаях реки, воспользовавшись такими депрессиями, могли выработать широкие древние долины, заполненные аллювиальными отложениями (р. Амгунь, низовья Амура).

Рельеф юго-западного побережья Охотского моря, так же как и рельеф Шантарских островов, свидетельствует о недавнем опускании всей области шельфа в этом районе (Красный и Ганешин, 1948-ф).

6. НИЖНЕ-АМУРСКАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Нижне-Амурская синклинальная зона, как и вышеописанная Тугуро-Немиленская, выделяется по принципу тектонического единства в системе мезозойской складчатости. Морфологически, по своему современному рельефу, она разнородна и включает в себя ряд возвышенностей и депрессий низовьев Амура, бассейна Амгуни, побережья Ульбанского залива и залива Николая. В области верхнего течения Амгуни сюда входят восточные отроги Дуссе-Алиня, к северу от Амгуни — хребты Омальский и Мевачан, к югу от Амгуни — хребет Чаятын. Большую площадь занимают озерные низменности — низменность озера Чукчагир и среднего течения Амгуни, низменность в районе озера Удыль, низменность в районе озер Орель и Чля и такого же типа низменность в районе залива Николая и залива Александры.

В тектоническом отношении Нижне-Амурская синклинальная зона подразделяется на три части: а) Амгуньский прогиб, протягивающийся от истоков р. Амгунь до ее среднего течения между Кербинским антиклинорием вышеописанной Ольдое-Селемджинской зоны и антиклинальными складчатыми сооружениями Баджальской зоны; б) Амурский прогиб по р. Амур от озера Болонь до р. Лимури и в) складчатую область побережья Ульбанского залива и низовьев Амгуни и Амура, в которой объединяются в одну систему складки, расположенные на продолжении складок Амгуньского и Амурского прогибов и Баджальской зоны. По данным Л. И. Красного (1940; 1944-ф), здесь наблюдается поворот простирания всей этой системы складок — от северо-восточного простирания, свойственного структурам Амгуньского и Амурского прогибов, к широтному и юго-восточному, почти параллельному складкам полуострова Шмидта в северной оконечности острова Сахалин.

В пределах Нижне-Амурской синклинальной зоны имеют распространение верхнемезозойские, триасовые, юрские и меловые отложения, дислоцированные совместно и образующие целый ряд правильных линейно ориентированных параллельных складок. Верхний палеозой выступает в ядрах двух антиклиналей, расположенных между заливом Николая и озером Орель, а также в антиклинали, протягивающейся от дер. Киселевки на Амуре до водораздельных холмов между озером Удыль и Амуром (Красный и Кривицкий, 1939-ф). Верхний палеозой представлен главным образом кремнистыми яшмовидными сланцами с подчиненным количеством известняков, сланцев и песчаников. Радиолярии, собранные в этих отложениях Е. В. Павловским (1933), указывают

на палеозойский возраст. Найденная И. Г. Козловым (1940) фауна кораллов из линз известняка, залегающих среди кремнистых сланцев в районе дер. Киселевки, не была определена палеонтологами, и поэтому ее возраст остается неясным.

Верхний триас известен на р. Мерек в верхнем течении Амгуни и представлен здесь песчано-сланцевой, так называемой мерекской свитой с фауной норийского яруса и песчаниковой эбканской свитой, согласно залегающей на предыдущей. Суммарная мощность обеих свит—около 2500 м (Саврасов, 1939—1940-ф). Они залегают на метаморфических породах протерозоя и палеозоя Хингано-Буреинского антиклинория, с базальным конгломератом в основании.

В районе дер. Киселевки на Амуре выходят известковистые базальные конгломераты, которыми и начинается так называемый амгуньский комплекс юрско-меловых отложений, чрезвычайно характерный для всей Нижне-Амурской зоны. В цементе этих конгломератов Н. П. Саврасовым найдена фауна нижнего лейаса, обработанная Л. Д. Кипарисовой (1952).

В этом же районе, помимо вышеупомянутых (вероятно палеозойских) известняков с кораллами и члениками криноидей, залегающих в виде линз среди кремнистых сланцев, И. Г. Козлов обнаружил известняки иного типа с фауной брахиопод, гастропод, пелеципод, кораллов и фораминифер. Списков фауны он не приводит, но указывает, что фауна относится к верхнему триасу или нижней юре. За отсутствием конкретных данных об условиях залегания остается неясным — не образуют ли эти известняки узкую мульду, зажатую среди складок верхнего палеозоя? Вдоль этой же антиклинали дальше к северо-востоку, вплоть до озера Удыль, Л. И. Красный (1940) наблюдал выходы базальных конгломератов с галькой и валунами кремнистых пород, известняков, мергелей, песчаников и диабазов. Повидимому, эти базальные конгломераты, известковистые конгломераты с фауной J_1^1 и известняки с фауной T_3—J_1 составляют базальные горизонты амгуньского комплекса, залегающего на кремнистых эффузивных и карбонатных породах верхнего палеозоя.

Амгуньский комплекс, охватывающий отложения от нижней юры до нижнего мела включительно, был выделен Н. П. Саврасовым в районе рек Пильда, Бичи и Лимури (Саврасов, 1936-ф, 1937-ф, 1944-ф, 1947-ф; Саврасов и Сушков, 1946-ф; Тр. ДВБАН, 1948) и Л. И. Красным в низовьях Амура и в районе Ульбанского залива (Красный и Кривицкий, 1939-ф; Красный, 1944-ф, 1940; Тр. ДВБАН, 1948) и изучался на р. Амгуни Н. П. Батуриным, А. А. Кирилловым и др., а на Амуре и по его притокам — рекам Хунгари, Тудур и др. — Е. И. Рембашевским, А. Ф. Атаманчук, П. В. Некрасовым, М. Г. Золотовым, Ф. Г. Марковым, И. Г. Козловым, Е. И. Соколовой, Я. М. Фейгиным, П. Н. Кропоткиным и другими геологами (Кириллов, 1949-ф; Рембашевский, 1935-ф; Атаманчук, 1939-ф; Некрасов, 1938-ф; Золотов и Прудников, 1947-ф; Марков, 1936-ф; Фейгин, 1940-ф; Кропоткин и Шахварстова, 1950-ф; Козлов, 1940; Соколова, 1940). Нижний или базальный горизонт амгуньского комплекса обычно составляют грубозернистые песчаники и вышеописанные конгломераты; по фауне этот горизонт относится к нижнему лейасу J_1 (так называемая сомнинская свита, по Л. И. Красному). Выше залегает мощная толща темных глинистых сланцев с прослоями алевролитов или песчаников. Эта толща охарактеризована находками аммонитов (р. Амгунь) и иноцерамов (р. Хунгари), указывающих на лейас или нижнюю половину доггера ($J_1b + J_2$; удыльская свита).

В нижнем Приамурье отмечается перерыв между этой толщей и вышележащей орельской свитой (J_2—J_3), которая начинается базальным конгломератом и состоит главным образом из полимиктовых и туфогенных песчаников и граувакк. В схеме Н. П. Саврасова, подразделяющего амгуньский комплекс на шесть горизонтов, этой свите, повидимому, соответствует горизонт узорчатых песчаников (Тр. ДВБАН, 1948).

Выше залегает так называемая жалмыхская свита аркозовых песчаников с растительными остатками и глинистых сланцев (J_3?). На р. Тудур отмечается ее несогласное залегание на нижележащих породах. На р. Тудур и в районе Комсомольска продолжение этой свиты составляют песчаники с прослоями сланцев, охарактеризованные фауной ауцелл нижнего валанжина, а в нижнем Приамурье—желтые глинистые сланцы с линзами диатомовых пород, также с ауцеллами валанжина. На этом, по существу, заканчивается разрез амгуньского комплекса как серии песчано-глинистых, часто флишоидного типа, преимущественно морских отложений. Его мощность оценивается в 3000—3500 м.

Несогласия и перерывы, отмеченные внутри комплекса в бассейне р. Тудур и в некоторых частях нижнего Приамурья, отсутствуют в разрезах Пильдо-Лимурийского и некоторых других районов. Вышележащие отложения в одних случаях представлены лагунно-континентальной фацией, в других — морской. Так, в бассейне Хунгари на р. Ухтур выше ауцелловой валанжинской свиты песчаников залегают песчаники с остатками древесины. М. Г. Золотов отмечает, что в основании этой свиты имеются валунные и крупногалечные конгломераты, доказывающие наличие перерыва между отложением валанжинских морских осадков и этих песчаников с флорой, также относящихся к нижнему мелу. После размыва и складчатых дислокаций, с которыми связывается внедрение основных и кислых интрузий бассейна Хунгари, нижнемеловые отложения были перекрыты порфиритами и туфо-конгломератами, принадлежащими к верхам нижнего мела или низам верхнего мела.

В нижнем Приамурье также «в низах мела происходили складчатые движения, обусловившие создание сложного комплекса складок, внедрение гранитоидов и несогласное залегание последующих отложений на различных горизонтах амгуньской серии» (Красный, 1940). Верхи нижнего мела здесь местами, например к югу от оз. Удыль, представлены морскими отложениями—туфогенными песчаниками, переслаивающимися с глинистыми сланцами и содержащими фауну пелеципод и брахиопод альбского возраста. На них (в районе с. Малого Михайловского и в других местах) залегают еще более высокие горизонты мела — среднезернистые песчаники со сланцевой галькой (сеноман?) и туфогенные песчаники с прослоями углистых сланцев, охарактеризованные флорой цагаянского яруса (верхи верхнего мела). Этот тип разреза характерен для зоны, составляющей переход от зоны мезозоид к зоне кайнозойской (альпийской) складчатости, охватывающей о-в Сахалин и полосу побережья Татарского пролива и Японского моря.

Таким образом, в то время как в одних частях Нижне-Амурской зоны (Амгунь, побережье Ульбанского залива и залива Николая, Пильдо-Лимурийский район, р. Хунгари) приблизительно с середины нижнего мела происходило накопление вулканогенных пород — главным образом порфиритов и их туфов, в других местах, как, например, по оси Амурского прогиба, еще сохранялись морские условия и отлагались довольно мощные толщи песчано-глинистых осадков.

Породы амгуньского комплекса ($J + Cr_1a$), как уже указывалось, образуют серию параллельных линейных складок с углами падения

40—60°, а местами и больше. Для глинистых толщ характерна дополнительная мелкая складчатость с крутыми углами падения. Амгуньский комплекс прорван так называемыми неокиммерийскими и австрийскими интрузиями гранитов и гранодиоритов. Порфиритовые меловые толщи и альбские слои образуют более пологие складки с углами падения, не превышающими 20—30°. В результате складчатости и поднятий, начиная с середины нижнего мела, почти вся площадь Нижне-Амурской синклинальной зоны, так же как Тугуро-Немиленской и Удской зон, стала сушей и подвергалась в дальнейшем размыву.

Верхнемеловые дациты, аналогичные баджальскому и ям-алиньскому вулканогенным комплексам, имеют распространение в верховьях Амгуни, в той части Амгуньского прогиба, где он составляет продолжение прогиба вышеописанной Биро-Урмийской зоны. Эти дациты прорваны гранитными интрузиями, относимыми к лярамийской фазе (Саврасов, 1948-ф).

Третичные отложения в пределах Нижне-Амурской зоны известны по р. Ухтур в бассейне Хунгари, в ряде мест в нижнем течении Амура, к северу от оз. Орель и на западном и восточном берегах залива Николая.

В бассейне Хунгари они представлены конгломератами и продуктивным горизонтом (170 м) — плотными глинами с прослоями бурого угля, содержащими флору нижнеолигоценового возраста. Третичные отложения резко несогласно залегают на меловых и образуют здесь небольшую брахисинклиналь с углами падения крыльев 5—12° (Коренбаум, 1938-ф; Золотов и Прудников, 1947-ф).

На Амуре угленосные отложения (туфогенные песчаники, глины, пески) в районе с. Богородского и в других местах приурочены к пониженным участкам рельефа и охарактеризованы флорой олигоцена и остатками пресноводных диатомей. Они образуют пологие складки с углами падения 8—15°.

По бортам отчетливо выраженной депрессии северо-восточного направления, протягивающейся от р. Усальгин через залив Николая к заливу Александры, третичные отложения представлены песчаниками, глинами, галечниками и диатомитами, указывающими на палеоген. Слои наклонены под углом 15—20°. Приуроченность дислоцированных третичных отложений к этой впадине, к впадине у восточного склона хребта Мевачан, к впадине оз. Орель и залива Екатерины и к низменности Амура севернее хребта Чаятын указывает на тектоническую природу всех этих молодых депрессий нижнего Приамурья.

К плиоцену и, возможно, к раннечетвертичному времени относятся покровы базальтов. Распространение их гораздо меньше, чем в соседней Приморской зоне кайнозойской складчатости. Обширные депрессии покрыты озерными и аллювиальными отложениями четвертичной эпохи.

7. ХОРСКО-ХАБАРОВСКАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА И ХЕХЦИРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Хорско-Хабаровская синклинальная зона расположена по Амуру и нижнему течению рек Сунгари и Уссури (с ее притоком р. Хор) между Баджальской антиклинальной зоной и антиклинориями Бикинским и Сихотэ-Алиньским.

Представляя собой на северо-востоке продолжение Амурского прогиба Нижне-Амурской синклинальной зоны, она является на юго-западе продолжением угленосного прогиба р. Наолихэ и среднего течения р. Муданьцзян, возникшего на площади Китайской платформы в

результате дислокаций мезозойского цикла. Таким образом, подобно Бикинскому антиклинорию, Хорско-Хабаровская зона является связующим звеном между Восточно-Маньчжурской зоной интенсивных платформенных дислокаций и Приамурской системой мезозойской геосинклинальной складчатости.

К Хорско-Хабаровской зоне мы причисляем и своеобразную Алчано-Матайскую зону слабо дислоцированных верхнемеловых и нижнемеловых отложений, которая протягивается между Бикинским антиклинорием и Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня от р. Хор до выходов докембрия северной части Ханкайского массива в нижнем течении Имана и на р. Бейцухэ.

Морфологически Хорско-Хабаровская зона представляет собой широкую низменность, вытянутую на 600 км в северо-восточном направлении. Только возвышенности к западу от озера Болонь и бассейны рек Алчан и Матай имеют иной характер, представляя собой холмистые районы с высотами до 500 м над уровнем моря. Однако Алчано-Матайская зона все же выглядит как относительно пониженный участок при сравнении с возвышенностями хребта Сихотэ-Алинь и Нижне-Бикинского района (Бикинского антиклинория), расположенными к востоку и к западу от нее.

Посреди Хорско-Хабаровской зоны выделяется по своему рельефу и геологическому строению антиклинорий хребта Хехцир, расположенного к югу от Хабаровска.

В геологическом строении Хорско-Хабаровской зоны принимают участие верхнепалеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. Верхний палеозой (песчаники, сланцы, вулканогенные породы основного состава, кремнистые сланцы) выступает на Амуре около Хабаровска и в антиклиналях района озера Болонь.

Мезозойские отложения, главным образом юра и мел, представлены на северо-востоке, т. е. в районе оз. Болонь и низовьев р. Хунгари, морскими отложениями вышеописанного амгуньского комплекса, а на юго-западе в пределах Наолихэ-Муданьцзянского прогиба и в районе Хэ-ганских копей (Синьшаньчжэнь на левобережье Сунгари севернее г. Цзямусы) — континентальными угленосными и вулканогенными отложениями верхнеюрского и нижнемелового возраста (Леонтович, Пэк и Принада, 1932; Анерт, 1928; Атаманчук, 1937-ф).

Кроме того, судя по стратиграфическим разрезам Бикинского и Хехцирского антиклинориев, в более прогнутых участках Хорско-Хабаровской зоны под покровом более молодых отложений могли сохраниться морские осадки верхнетриасового и нижнеюрского возраста. Напротив, в более приподнятых участках, примыкающих к Китайской платформе, верхняя юра и нижний мел залегают прямо на докембрии, а морские отложения отсутствуют.

Верхний палеозой, юра и нижний мел во всех этих участках дислоцированы и образуют складки северо-восточного простирания. В зоне, протягивающейся у западного края Главного антиклинория Сихотэ-Алиня через бассейны рек Матай и Алчан, имеют распространение нижнемеловые базальные конгломераты, песчаники и аргиллиты, на которых — местами согласно, местами с угловым несогласием — залегают порфириты и их туфы, относящиеся к верхам нижнего мела или низам верхнего мела. Выше, явно несогласно и почти горизонтально, залегают верхнемеловые эффузивы — кварцевые порфиры, дациты и их туфы. Местами между порфиритами и кварцевыми порфирами имеется еще одна толща песчаников, конгломератов и сланцев с растительными

остатками, принадлежащая к самой верхней части нижнего мела или к низам верхнего мела (Литенко, 1950-ф).

У южного окончания этой зоны по р. Бейцухэ и нижнему течению р. Бикин нижний мел (а местами — верхний мел) залегает непосредственно на докембрийских метаморфических породах Ханкайского массива. Комплекс верхнепалеозойских, триасовых и юрских отложений здесь отсутствует. Они имеются в соседнем прогибе Даубихинской зоны, расположенной между Ханкайским массивом и Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня, но этот прогиб быстро сходит на нет на широте 46° в верховьях р. Бейцухэ и дальше к северу не прослеживается.

С востока Алчано-Матайская зона граничит со структурами Сихотэ-Алиньского антиклинория по почти прямой линии, вероятно связанной с крупным тектоническим швом. Вблизи этой линии из-под верхнего мела выступают, в виде прерывистой полоски, порфириты нижнего мела или низов верхнего мела. Нижнемеловые песчаники и покрывающие их порфириты образуют в пределах Алчано-Матайской зоны несколько брахискладок с углами падения от 7 до 30°, обычно 5—15°. С приближением к Бикинскому антиклинорию и к краям антиклинория Сихотэ-Алиня складчатость в нижнемеловых отложениях усложняется, углы падения достигают 30—40°. Верхнемеловые эффузивы и третичные андезиты дислоцированы слабее, с углами падения не более 6—8° (Рыловникова, 1950-ф; 1949-ф; Марченко и Быковская, 1950-ф; Литенко, 1950-ф; Хорев, 1949-ф; Вонгаз и Ильин, 1949-ф; Вонгаз и др., 1950-ф).

Залегание нижнего мела (или верхней юры) непосредственно на докембрии в той части Хорско-Хабаровской зоны, которая принадлежит к бассейну Сунгари, а также по нижнему Бикину и Бейцухэ в бассейне Уссури, наряду с более слабой степенью дислоцированности нижнемеловых отложений, по сравнению с типично геосинклинальными зонами нижнего Амура и Сихотэ-Алиня, указывает на особую тектоническую природу этой зоны и, в частности, бассейнов рек Алчан и Матай. Повидимому одни, более прогнутые участки в пределах Хорско-Хабаровской зоны развивались подобно геосинклинальным прогибам Нижнего Амура и Сихотэ-Алиня, тогда как другие участки представляли собою отдельные блоки Китайской платформы и северного продолжения Ханкайского массива, испытавшие некоторое опускание в конце юры и начале мела. Они подверглись в течение мелового периода не очень интенсивным тектоническим деформациям вместе со всей системой мезозоид Дальнего Востока и были интрудированы гранитами.

На Амуре, Сунгари и нижнем отрезке Уссури почти вся площадь Хорско-Хабаровской зоны закрыта четвертичными отложениями и огромными покровами плиоценовых и древнечетвертичных базальтов, которые широко распространены на правобережье Амура по рекам Мухену, Анюю и др.

Из-под базальтов и аллювия по рекам Хор, Кия, Обор и Мухен выступают слабо дислоцированные песчаники, глины и алевриты угленосной свиты, относящейся, повидимому, к палеогену (Архангельский и Виленский, 1938-ф; Вонгаз и Ильин, 1949-ф). В современном рельефе бросается в глаза прямолинейность восточной границы, отделяющей Хабаровскую низменность от Сихотэ-Алиня. Такой рельеф, наряду с присутствием нижнетретичных отложений у этой границы и у г. Хабаровска, указывает на опускание большого участка земной коры, начавшееся в палеогене. Повидимому, опускание было связано с разломами и трещинными излияниями базальтовых лав.

Хехцирский антиклинорий, расположенный среди Хорско-Хабаровской зоны к югу от Хабаровска, сложен главным образом сильно дислоцированными верхнепалеозойскими и мезозойскими породами (глинистые сланцы, песчаники, конгломераты), относящимися, повидимому, к юре и верхнему триасу. В пользу такого определения возраста говорит литологическое сходство с фаунистически охарактеризованной юрой Бикинского антиклинория и находка Вейгелем (в известняках у пос. Красная Речка) аммонитов триасового облика. Вероятно, в ядре антиклинория имеется и верхний палеозой (кремнистые сланцы так называемой воронежской свиты). В хребте Хехцир складки мезозоя имеют северо-восточное простирание и углы падения слоев 40—80° (Леонтович, Принада и Пэк, 1932).

8. БИКИНСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Морфологически Бикинский антиклинорий представляет собою вытянутую в северо-восточном направлении цепь возвышенностей хребта Надань-Хада-Алинь и правобережья Уссури в районе нижнего течения р. Бикин и р. Подхоренок. Эта возвышенность, имеющая довольно расплывчатые очертания и высоту до 600—1100 м, прорезана реками Бикин и Уссури. Долина Уссури резко суживается на этом отрезке. В тектоническом отношении Бикинский антиклинорий в той части, которая расположена на Советской территории, т. е. к востоку от р. Уссури, состоит из двух антиклинальных структур — южной или Бикинской антиклинали и северной или Бирской антиклинали, разделенных синклиналью, протягивающейся от р. Уссури (в районе пос. Зарубино) в верховья рек Бира и Подхоренок. Оси обеих антиклинальных складок быстро погружаются в северо-восточном направлении по мере приближения к Алчано-Матайской зоне и, таким образом, структура Бикинского антиклинория замыкается, не соединяясь со складками Главного антиклинория Сихотэ-Алиня.

В строении хребта Надань-Хада-Алинь принимают участие кристаллические породы докембрия (граниты и пр.), а ближе к р. Уссури — верхнепалеозойские отложения (кремнистые сланцы и др.) и мезозой. К востоку от р. Уссури антиклинорий сложен главным образом верхним палеозоем и мезозоем от триаса до нижнего мела включительно.

В Бирской антиклинали, расположенной на продолжении той северной части хребта Надань-Хада-Алинь, которая сложена верхним палеозоем и гранитами, на небольшом участке по правобережью р. Биры выходят метаморфические породы неопределенного, вероятно докембрийского возраста — гнейсы, кварцево-слюдяные сланцы и амфиболиты, отнесенные К. М. Худолеем к докембрию, а В. В. Сидоренко к контактово-метаморфизованной юре. По оси складки на водоразделе между р. Бирой и р. Уссури выходят главным образом верхнепалеозойские порфириты и туфы с линзами известняка и прослоями кремнистых сланцев (Худолей, 1949-ф; Куликов и Ефимов, 1949-ф; Сидоренко, 1950-ф). Дальше к северо-востоку, в связи с погружением оси антиклинали получают распространение породы, развитые и на ее крыльях. Повидимому, в основной массе они относятся к верхнему триасу и нижней юре. К верхнему триасу, вероятно, принадлежит толща глинистых сланцев с прослоями песчаников и конгломератов, а к юре — кремнистые сланцы с прослоями глинистых сланцев. Эти кремнистые сланцы содержат много радиолярий, указывающих на мезозойский возраст (Липман, 1952; Чедия, 1952). Южное крыло антиклинали осложнено дополнительным антиклинальным поднятием меридионального направления. Северо-западное крыло Бир-

ской антиклинали в районе пос. Вяземского погружается под толщу песчаников и конгломератов нижнемелового возраста, дислоцированных гораздо слабее.

Южная или Бикинская (по Г. Г. Марченко — Самурская, по К. М. Худолею — Хайсанская) антиклиналь сложена этим же триасово-юрским комплексом кремнистых сланцев, туфогенных песчаников и песчано-глинистых сланцев. Он хорошо вскрыт в береговых обрывах р. Уссури на половине расстояния между устьями Имана и Бикина, а также по Бикину в районе пос. Лесопильного и прослеживается далеко на северо-восток по водоразделу правых притоков Бикина—рек Култуха и Алчан (Марченко и Быковская, 1950-ф; Худолей, 1949-ф, 1950-ф). Кремнистые сланцы этой антиклинали были отнесены К. М. Худолеем (в работе 1950 г.), Г. Г. Марченко и Е. В. Быковской к верхней юре. Однако сходство имеющегося здесь комплекса радиолярий с радиоляриями нижнеюрских кремнистых пород р. Тадуши и резкое отличие в степени дислоцированности этих пород по сравнению с верхнеюрскими отложениями соседних районов (где верхняя юра обычно тесно связана с отложениями нижнего мела) скорее позволяют предполагать нижнеюрский возраст кремнисто-сланцевых пород Бирской антиклинали. Такое определение возраста принимается, в частности, А. Н. Ефимовым для аналогичных пород Бирской антиклинали (1950-ф).

Между Бирской и Бикинской антиклиналями имеется синклинальный прогиб, заполненный отложениями нижнего мела. Эта так называемая Култухинская синклиналь хорошо видна на правобережье Уссури в районе пос. Зарубино и прослеживается через окрестности г. Бикин в верховья р. Култухи и на водораздел рек Култухи и Биры. Нижний мел представлен базальными конгломератами, свитой песчаников, алевролитов, аргиллитов и песчано-глинистых сланцев и, выше по разрезу, свитой порфиритов и туфов, которая может относиться к верхам нижнего или к низам верхнего мела. Верхний мел сложен кислыми эффузивами (кварцевые и фельзитовые порфиры, дациты и их туфы) и залегает с явным несогласием на нижнем мелу в синклиналях и на юре — на крыльях Бикинской антиклинали. К кайнозою относятся андезиты (палеоген?), базальты (плиоцен или начало четвертичной эпохи) и аллювиальные отложения. Верхнемеловые и кайнозойские эффузивы имеют в пределах Бикинского антиклинория ограниченное распространение, встречаясь главным образом по его периферии, т. е. там, где начинается переход к Алчано-Матайской зоне.

Складчатые дислокации верхнепалеозойских и триасово-юрских отложений характеризуются углами падения от 30 до 90°, обычно 40—60°. В Бикинской антиклинали северо-западное крыло характеризуется углами падения 20—40°, а юго-восточное — 30—90°, т. е. более крутым падением слоев. Имеется много дополнительных мелких складок, особенно в кремнистых сланцах. Для нижнего мела на р. Уссури характерны углы падения 28—35°, а в северной части Бикинского антиклинория — 30—70°. С переходом в Алчано-Матайскую зону дислокации нижнемеловых отложений ослабляются.

Верхнемеловые порфиры и третичные андезиты образуют пологие изгибы с углами падения не больше 10—15°. Базальты залегают горизонтально; в исключительных случаях в них отмечен наклон в 10—15° (Ефимов, 1950-ф).

Интрузии Бикинского антиклинория представлены главным образом гранитоидами и принадлежат к трем возрастным группам. Наиболее ранняя фаза, которую В. В. Сидоренко считает юнокиммерийской или

послеюрской, представлена катаклазированными биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Следующая и наиболее распространенная группа интрузий относится к так называемой австрийской фазе. Они прорывают как триасово-юрский комплекс, так и нижний мел, и представлены гранодиоритами и гранитами. Третья группа гранитоидов является аналогом лярамийских или «приморских» интрузий других районов Дальнего Востока. Породы этой группы прорывают порфировую толщу верхнего мела и варьируют по составу от гранит-порфиров до монцонитов и гранодиоритов (Сидоренко, 1950-ф; Худолей, 1950-ф). В обеих вышеописанных антиклиналях отмечены небольшие основные и ультраосновные интрузии мезозойского возраста.

Таким образом, Бикинский антиклинорий связывает складчатые структуры мезозойской геосинклинальной области со складчато-глыбовыми структурами Восточно-Маньчжурской тектонической зоны. Триасово-юрский комплекс, достигающий здесь мощности в 2000—3000 м, представлен в типичных геосинклинальных фациях (туфы порфиритов, радиоляриты, терригенные породы), несколько отличных от тех, которые характерны для других частей Дальнего Востока. Наибольшее сходство обнаруживается с разрезом района р. Тадуши в южной части синклинальной зоны Сихотэ-Алиня.

Глава IV

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ СИХОТЭ-АЛИНЯ И ХАНКАЙСКО-СУЙФУНСКОГО РАЙОНА

1. ОБЩАЯ СТРУКТУРА СИХОТЭ-АЛИНЯ НА ТРЕХ ПЕРЕСЕЧЕНИЯХ ХРЕБТА И ПРИНЦИПЫ ЕЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Складчатая область Сихотэ-Алиня и Ханкайско-Суйфунского района распадается в морфологическом отношении на три части: 1) полосу возвышенностей, протягивающихся вблизи советско-китайской границы от Хасанского района до Гродековского района и хребта Пограничного, характеризующуюся среднегорным рельефом (высоты до 700—900 м) и представляющую собой, по существу, северо-восточную окраинную часть Восточно-Маньчжурской горной страны; 2) полосу низменностей, которая прослеживается от залива Посьета и Амурского залива через бассейн нижнего течения Суйфуна в район озера Ханка и р. Уссури; 3) хребет или, точнее, нагорье Сихотэ-Алиня, вытянутое в северо-восточном направлении на 1100 км в длину при максимальной ширине в 240 км. Нагорье имеет наибольшую высоту (1750—2200 м) на водоразделах его средней части, т. е. в области водораздела рек Бикина, Хора и Самарги и истоков р. Арму. Во многих местах на водоразделах сохранилась миоценовая (или более или менее близкая к этому времени) поверхность выравнивания. Плоские возвышенности нередко, например в районе р. Тумнин, в верховьях Бикина, в Сучанском и Судзухинском районах южного Сихотэ-Алиня, забронированы покровами плиоценовых базальтов. Отдельные вершины поднимаются над уровнем этой поверхности выравнивания и соответствуют останцам более древнего, домиоценового холмистого рельефа.

Позднейшее сводовое поднятие, происходившее приблизительно в течение плиоцена и раннечетвертичного времени, имело максимальную амплитуду именно в той средней части Сихотэ-Алиня, где мы видим сейчас высоты до 1750—2200 м. Изолинии равного поднятия (изоанабазы) Сихотэ-Алиня, повидимому, имеют в плане форму очень сильно вытянутого овала с центром в этой средней части нагорья. Молодое сводовое поднятие предопределило важнейшие черты современного рельефа нагорья, сильно расчлененного реками, стекающими как к Японскому морю, так и к Амуру, Уссури и озеру Ханка (Ливеровский и Колесников, 1949).

У периферии свода, т. е. приблизительно в зоне береговой линии Японского моря и у границы Суйфунской, Ханкайской и Уссурийской низменностей, эта область поднятия сменяется областью новейшего опускания. В Артемо-Тавричанском бассейне нижняя часть отложений пале-

огена опущена более чем на 200 м (до 1200 м по геофизическим данным) ниже уровня моря. В северной части Уссурийского залива известны затопленные речные террасы, погруженные на 2,4—6 м под уровень моря (Лобачев, 1949-ф.). По всей береговой линии Японского моря можно видеть характерные формы риасовых берегов с затопленными долинами (бухта Золотой Рог у Владивостока на п-ове Муравьева-Амурского, бухта на о-ве Русском, бухта Советской Гавани, эстуарий зал. Ольги, приустьевые части нижнего течения рек Судзухэ, Тетюхэ, Иодзыхэ и т. д.) и другие признаки погружения того рельефа, который был выработан в конце плиоцена и в начале четвертичного времени.

Во второй половине четвертичного периода, судя по расположению морских террас на высоте до 20 м над уровнем моря, имело место небольшое поднятие зоны береговой линии. Но это незначительное поднятие в большинстве случаев не могло компенсировать эффект большого погружения (на десятки и сотни метров) предыдущего времени (Берсенев и др., 1950-ф).

В тектоническом отношении низменности Суйфуна, озера Ханка и бассейна реки Уссури принадлежат к Суйфунской синклинальной зоне, Ханкайскому массиву и южной части Хорско-Хабаровской зоны. Как в Суйфунской зоне, так и в Хорско-Хабаровской зоне имеются признаки неглубокого залегания докембрийского или нижнепалеозойского складчатого фундамента, который в Ханкайском массиве выступает на поверхность на больших площадях. К числу таких признаков относятся выходы докембрия или кембрия по нижнему течению Имана и по р. Бейцухэ в южной части Хорско-Хабаровской зоны и у г. Ворошилова (г. Видная) в Суйфунской зоне, а также сравнительно слабая степень нарушенности нижнемеловых отложений и полу-платформенный характер пликативных дислокаций мела (брахиантиклинали, брахисинклинали) в обеих этих зонах.

Почти вся остальная часть горной области Сихотэ-Алиня характеризуется накоплением мощной серии типично геосинклинальных отложений верхнего палеозоя и мезозоя и интенсивной дислоцированностью всех этих отложений до нижнего мела включительно. В тектоническом отношении эта горная область подразделяется на ряд антиклинальных зон (Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, Муравьевский антиклинорий, Прибрежная антиклинальная зона) и синклинальных зон (Главный синклинорий Сихотэ-Алиня, Даубихинская и Сучанская синклинальные зоны и выходящая за рамки мезозойской складчатой системы узкая Приморская зона кайнозойской складчатости по восточному склону Сихотэ-Алиня вблизи береговой линии).

Важнейшей из перечисленных структур является Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, протягивающийся прямолинейно на 900 км по западному склону хребта. Главный водораздел хребта и линия максимальных новейших поднятий по оси Сихотэ-Алиньского свода не совпадают с этим антиклинорием и располагаются восточнее, параллельно антиклинорию, но уже в области Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Таким образом, в характере новейших движений здесь не сказывались те дробные дифференциальные движения антиклинальных и синклинальных зон, которые были свойственны мезозойской складчатой системе Сихотэ-Алиня. Максимум поднятия сместился к востоку и вся складчатая система подвергалась в кайнозое общему короблению и сводовому изгибанию как единое целое. Такая перемена тектонического плана дислокаций, наряду с замыканием геосинклинали Сихотэ-Алиня, которое произошло в середине мела, позволяет нам, вопреки мнению С. А. Музылева, относить Сихотэ-

Алинь почти целиком к зоне мезозойской, а не кайнозойской складчатости. Кайнозой для этой зоны был периодом глыбовых деформаций и изгибов типа коробления земной коры или образования «складок основания», как называет подобные изгибы Э. Арган.

Отличие Сихотэ-Алиня от типичных геосинклинальных складчатых областей кайнозойского цикла выступает особенно ярко при сравнении со складчатой структурой о-ва Сахалина, принадлежащего, по общему мнению, к области кайнозойской (альпийской) складчатости. На о-ве Сахалине орографические элементы, созданные новейшими вертикальными движениями, очень точно совпадают с контурами антиклинориев и синклинориев в системе альпийской складчатости. Западный и Восточный хребты вплоть до отдельных изгибов их направления, сужений и расширений соответствуют изображенным на фиг. 3 и фиг. 5 контурам Западно-Сахалинского и Восточно-Сахалинского антиклинориев, а депрессии по р. Поронай между этими хребтами и по восточному и западному побережью северной части острова совпадают с синклинальными зонами в кайнозойской складчатой структуре. Даже отдельные, сравнительно небольшие (60 км × 10 км) антиклинальные складки в неогеновых толщах северного Сахалина по р. Вал и к западу от залива Пильтун находят свое отражение в современном рельефе в виде возвышенностей горы Даахурин и других, высотою до 500—650 м над уровнем моря, возникших благодаря новейшим рельефообразующим движениям.

Такая же картина соответствия молодых пликативных структур и крупных форм рельефа, созданного неотектоникой, наблюдается во всех геосинклинальных областях кайнозойской складчатости (в Таджикской депрессии, на Кавказе и т. д.). В этом отличие альпийских геосинклинальных складчатых зон от зон кайнозойских глыбовых деформаций, где изгибы, созданные короблением земной коры, накладываются на иную, более сложную пликативную структуру, созданную в мезозое, палеозое или докембрии в результате более ранних орогенических циклов.

В горной области Сихотэ-Алиня только Приморская зона и район Муравьевского антиклинала вместе со смежными синклинальными прогибами, унаследованными в структуре Артемо-Тавричанской мульды и впадин Амурского и Уссурийского заливов, обнаруживает такие черты строения, которые сближают эти участки земной коры с геосинклинальными складчатыми областями альпийского цикла.

Складчатая структура горной области Сихотэ-Алиня хорошо выясняется из наблюдений по трем пересечениям хребта — северному (Комсомольск—Советская Гавань), среднему (Спасск—залив Владимира) и южному (р. Монгугай — Владивосток — Сучан — р. Таухэ), изученным нами в 1946—1951 гг. По северному и среднему пересечению почти на всем протяжении была проведена геологическая съемка, по южному велись главным образом маршрутные наблюдения. Дополнительные пересечения, захватывающие преимущественно восточный склон Сихотэ-Алиня, были проведены по р. Тетюхэ, а также по р. Селенче (к востоку от пос. Ленино) и р. Аввакумовке в Ольгинском районе. Профили, составленные на основании этих данных, изображены на фиг. 8 и 9.

На среднем пересечении от озера Ханка до побережья Японского моря, двигаясь с запада на восток, могли быть изучены следующие крупные структурные элементы Сихотэ-Алиня (фиг. 5):

а) Ханкайский массив с широким распространением докембрия, кембрия и палеозойских (каледонских?) так называемых шмаковских гранитов, на которых кое-где сохранились остатки мезозойских и верхнепалеозойских отложений, покрывающих окраину массива. Складки

в кембрийских и протерозойских толщах Спасского района ориентированы в северо-западном направлении, т. е. перпендикулярно к простиранию мезозойской складчатости. Верхнепалеозойские или мезозойские отложения на поверхности массива, например, в 4 км к востоку от дер. Ново-Владимировки, дислоцированы гораздо слабее ($\angle$ 10—12°), чем в более восточных тектонических зонах Сихотэ-Алиня.

б) Даубихинская синклинальная зона (синклинорий) с мощной толщей сильно дислоцированных мезозойских (главным образом верхнетриасовых, например в районе сел. Яковлевки и Лазаревки) и верхнепалеозойских (на р. Угодинза) терригенных отложений, прорванных верхнемезозойскими гранитами и кое-где несогласно перекрытых слабо дислоцированными меловыми эффузивами. У селений Достоевки и Варфоломеевки в этой зоне получают развитие верхнемеловые угленосные толщи, а у сел. Сысоевки — палеоген. Это указывает на унаследованный процесс прогибания некоторых частей Даубихинской зоны в конце мезозоя и в кайнозое. Простирание складчатости в Даубихинской зоне и во всех следующих тектонических зонах — северо-восточное.

в) Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, пересекаемый в интервале от сел. Покровка на р. Даубихэ до сел. Антоновка и р. Селенча, левого притока Лифудзина. Ширина антиклинория по прямой линии 70 км. Он сложен на этом пространстве главным образом сложно дислоцированными верхнепалеозойскими отложениями, среди которых большое место занимают рассланцованные эффузивы и кремнистые сланцы.

г) Сихотэ-Алиньский синклинорий, пересекаемый в области главного водораздела хребта в верхнем течении Лифудзина и его притоков по р. Тадуше приблизительно от сел. Антоновка до пос. Кавалерово. Он отделен от Главного антиклинория крупным разрывным нарушением типа надвига, пересекающим Лифудзин в районе впадения Селенчи. Синклинорий сложен главным образом мезозойскими песчано-глинистыми отложениями (верхний триас, юра, нижний мел), смятыми в мелкие складки и на значительной площади перекрытыми слабо дислоцированным покровом верхнемеловых эффузивов.

Те же главные черты строения синклинория можно было видеть на Тетюхинском пересечении от истоков р. Тетюхэ (Сталинский рудник) до рудника Тетюхэ и на пересечении по р. Селенче от сел. Ленино до главного водораздела и от водораздела до сел. Фурмановки в верховьях р. Аввакумовки.

д) Прибрежная антиклинальная зона, которая в нижнем течении Тадуши почти нацело перекрыта эффузивами «ольгинского комплекса», но хорошо устанавливается по выходам верхнего палеозоя на пересечениях на р. Тетюхэ, на р. Аввакумовке и еще южнее — на р. Судзухэ и Таухэ. Эта зона сложена складчатым верхним палеозоем и мезозоем. В ядрах антиклиналей у пос. Кавалерово и между нижним течением реки Кинцухе и рекой Тадушей к северу от Устиновки выступают верхнепалеозойские кремнистые и глинистые сланцы и известняки, охарактеризованные фауной верхнего карбона и верхов нижней перми. Из мезозойских отложений верхоянского комплекса здесь имеются только триас и юра, а нижний мел неизвестен. Все эти отложения с резким несогласием перекрыты почти горизонтальными, образующими пологие брахискладки, вулканогенными образованиями верхнемелового и третичного возраста. Последние занимают больше половины всей площади Прибрежной зоны.

е) Наиболее молодая в тектоническом отношении Приморская зона альпийской (кайнозойской) складчатости, хорошо устанавливаемая по дислокациям пород ольгинского комплекса в прибрежной полосе у залива

Ольга, в самом нижнем течении рек Пхусун и Ванчин, а также к северу от линии пересечения в Тернейском районе в бассейне Санхобе, Белембе, Кемы и Кхуцина. Здесь в пологие складки северо-восточного направления собраны вулканогенно-осадочные толщи верхнемеловых и нижнетретичных отложений, прорванных так называемыми «приморскими» гранитоидами. Цепь довольно крупных интрузий этих гранитов, тянущаяся от устья р. Судзухэ до р. Кхуцин, хорошо обрисовывает положение Приморской тектонической зоны в южной половине Сихотэ-Алиня. Наиболее молодые эффузивы имеют верхнетретичный возраст (липариты, андезито-базальты) и залегают почти горизонтально (Салун, 1949-ф; Фаворская, 1949-ф; Берсенев, 1950-ф; Разживин, 1950-ф; Гурьев, 1951-ф).

На юге Приморья, двигаясь от рек Монгугай и Амба-Бира через нижнее течение Суйфуна в район Владивостока и затем через Артем, Шкотово, Петровку, Душкино, Сучан и Сергеевку в район верхнего течения Вангоу и в бассейн р. Таухэ, можно было выделить ряд тектонических зон, хорошо сопоставляемых с вышеописанными тектоническими зонами Сихотэ-Алиня. На южном пересечении устанавливаются следующие зоны:

а) Складчатая зона по р. Монгугай и Амба-Бира, сложенная верхним палеозоем и триасом. Эти отложения смяты в складки север-северо-западного направления с углами падения 25—50°. Южнее, т. е. на р. Сидими и в Хасанском районе, получают распространение метаморфические породы (биотитовые, хлоритовые и серицитовые сланцы и пр.), относящиеся вероятно к нижнему палеозою. Условно вся эта зона, находящая себе аналогию в структуре западной пограничной части Ханкайского массива (Гродековский район, хр. Пограничный), рассматривается в дальнейшем вместе с Ханкайским массивом. Может быть было бы правильнее рассматривать эту зону вместе с прилегающими частями Маньчжурии как особую тектоническую единицу.

б) Брахисинклиналь в нижнем течении р. Амба-Бира у сел. Занадворовки, сложенная континентальными толщами, принадлежащими к нижнему мелу и к низам верхнего мела. Углы падения в этих отложениях обычно не превышают 10—15°. Такой характер тектоники сближает эту структуру со складками Суйфунского бассейна. Повидимому, у Занадворовки мы имеем южное окончание Суйфунской синклинальной зоны, охватывающей бассейн среднего и нижнего течения Суйфуна.

в) Муравьевский антиклинорий, сложенный главным образом верхним палеозоем и протягивающийся от полуострова Муравьева-Амурского до верховьев Майхэ и Даубихэ, где он, повидимому, соединяется с главным антиклинорием Сихотэ-Алиня. К западу от Муравьевского антиклинория в районе нижнего течения р. Лянчихэ, Подгородненского месторождения, пос. Угловая, полуострова Де-Фриз и полуострова Речного (близ устья Суйфуна) выходят довольно сильно дислоцированные мезозойские отложения (средний и верхний триас, нижний мел и низы верхнего мела), образующие складки северо-восточного простирания. Эта зона дислоцированного мезозоя может рассматриваться как юго-западное продолжение Даубихинской синклинальной зоны. Артемо-Тавричанская (Угловская) впадина представляет собой унаследованный прогиб, заполненный континентальными отложениями палеогена. Они образуют пологую мульду, в которой углы падения обычно не превышают 10° и лишь у краев структуры достигают 15—45°. По данным геофизических исследований, глубина погружения мезозойского фундамента в центре Угловской впадины определяется в 1300 м (Медведев, 1948-ф).

г) Сучанская синклинальная зона с широким распространением дислоцированных меловых отложений (у д. Петровки на восточном берегу Уссурийского залива, в Сучанском районе) и триасовых и юрских — в антиклиналях по р. Шитухэ и др.

д) Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, отмеченный выходами докембрия западнее бухты Находка и на междуречье Сучана и Судзухэ. Он на большой площади сложен породами верхнепалеозойского возраста (Таудеминское антиклинальное поднятие по р. Таудеми и южному склону горы Пидан; полоса верхнепалеозойских отложений по правобережью р. Сучан в ее нижнем течении). Как докембрий, так и верхний палеозой образуют складки северо-восточного простирания, особенно сложные в нижних метаморфических толщах. Зона разломов, протягивающаяся в нижнем течении р. Сучан, подразделяет антиклинорий на два поднятия — Главное и Таудеминское.

е) Главный синклинорий Сихотэ-Алиня, имеющий на среднем пересечении ширину 60 км, постепенно суживается по направлению к югу и сходит на нет в верхнем течении р. Судзухэ в районе Кишиневки. На его продолжении между нижними отрезками течения Сучана и Судзухэ можно видеть тектонический шов северо-восточного направления, по которому докембрий левобережья Сучана контактирует с верхним палеозоем правобережья Судзухэ (Берсенев, Иванов и др., 1949-ф). На описываемом нами пересечении структура синклинория изучалась в верхнем течении Судзухэ между поселками Добровольное и Батюково. Он сложен здесь сильно дислоцированной толщей верхнетриасового или нижнеюрского возраста и менее смятым нижним мелом.

ж) Прибрежная антиклинальная зона, пересеченная полосой наших съемок от пос. Батюково на р. Судзухэ через район пос. Сокольча до устья р. Таухэ. Она состоит из нескольких параллельных антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного простирания с углами падения 40—60°. В антиклиналях выходит верхний палеозой (кремнистые сланцы, песчаники), в синклиналях — песчано-глинистая толща, охарактеризованная фауной нижнеюрских брахиопод и белемнитов (Салун, 1949-ф). Оси складок поднимаются по направлению к юго-западу и поэтому южнее, в районе пос. Соколовка и нижнего течения Судзухэ, складчатая структура Прибрежной зоны сложена на поверхности только верхнепалеозойскими отложениями.

У устья Таухэ и в районе бухты Валентин пересечение доходит до той цепи интрузий приморских гранитов, которая следует вдоль полосы дислоцированных отложений Ольгинского комплекса, выделенной в качестве Приморской зоны альпийской складчатости.

В этом кратком описании южного пересечения мы не касались интрузий, принадлежащих к различным магматическим циклам и прорывающих складчатую структуру всех вышеописанных зон. Из них наиболее многочисленны интрузии верхнемезозойских гранитоидов. У пос. Сергеевки на Сучане выходят основные породы (полосатые габбро и др.), характерные для пояса основных интрузий, тянущегося вдоль Главного антиклинория Сихотэ-Алиня.

Съемочные и маршрутные работы по северному пересечению Сихотэ-Алиня позволили нам изучить складчатую структуру в области погружения Главного антиклинория в 700 км к северо-востоку от среднего пересечения. Северное пересечение было проведено вблизи линии железной дороги от Комсомольска на Амуре до ж.-д. станций Като и Тулучи, расположенных в районе впадения р. Мули в Тумнин. Отсюда маршрутные исследования были продолжены на восток по

р. Б. Аока и р. Аукан до берега Татарского пролива на широте 49°55′. Кроме того, маршруты были сделаны в 20 км южнее линии пересечения на р. Хунгари в районе впадения в нее рч. Дюкали, где на оси антиклинория выступают верхнепалеозойские толщи (карта фиг. 1, профиль фиг. 9).

Двигаясь с запада на восток, мы пересекаем здесь на протяжении 250 км от Комсомольска до Татарского пролива четыре тектонические зоны:

а) Нижне-Амурскую синклинальную зону, точнее — ее восточную часть от Комсомольска до устья р. Нижней Удоми, впадающей справа в р. Хунгари. Для этой зоны характерно широкое развитие меловых отложений (песчаники, сланцы) и несколько меньшую площадь занимают отложения юрской системы.

б) Центральную зону, составляющую продолжение Главного антиклинория Сихотэ-Алиня в области погружения этой крупнейшей структуры. На нашей тектонической карте (фиг. 3) эта центральная зона не выделена, она условно подразделена на две части, из которых одна отнесена к Нижне-Амурской синклинальной зоне, а другая—к Главному синклинорию Сихотэ-Алиня. Центральная зона на линии пересечения сложена главным образом юрскими отложениями, но немного южнее, уже в пределах Главного антиклинория, мы видим выходы верхнепалеозойских пород на р. Хунгари.

в) Главную синклинальную зону Сихотэ-Алиня, расположенную восточнее. Юрские и меловые отложения развиты здесь приблизительно в одинаковой степени.

г) Приморскую тектоническую зону, в пределах которой складчатый фундамент перекрыт мощными покровами почти не дислоцированных плиоценовых и раннечетвертичных эффузивов.

Все эти тектонические зоны характеризуются интенсивной складчатостью юрских и нижнемеловых отложений.

Верхнепалеозойские отложения, изученные лишь на небольшом участке по р. Хунгари, характеризуются здесь гораздо более слабым смятием, чем в более южных районах в пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Все же и здесь углы падения в них достигают 10—65°. Наиболее интенсивные дислокации наблюдаются, как правило, в пластической толще юрских аргиллитов и алевролитов. Она обычно образует систему мелких складок с углами падения крыльев 40—90°, иногда с опрокидыванием слоев, часто с разрывами. Сравнительно тонкие слои песчаников и более прочных алевролитов, как правило, оказываются разорванными на отдельные линзы, растянутые цепочкой и обжатые более пластичным материалом аргиллитов. Наблюдаются переходы от таких условий залегания к тектонитам, в которых по расположению кусков песчаника еще можно уловить простирание пласта и, наконец, к тектоническим брекчиям, содержащим совершенно беспорядочно ориентированные, округленные, обвальцованные куски песчаника среди сильно перемятой, бесструктурной глинистой массы.

Нижнемеловые отложения, в особенности в тех случаях, когда в них преобладают крупные пачки массивных песчаников, образуют более правильные складки с углами падения дислоцированных слоев от 30 до 80°. При переслаивании тонких прослоев песчаников и алевролитов в них нередко можно видеть тектониты, сходные с вышеописанными (участок к востоку от ж.-д. ст. Кузнецовской и др.). Массивные порфириты верхов нижнего мела или, более вероятно, низов верхнего мела, дислоцированы, судя по данным картирования, гораздо слабее и образуют

покровы, залегающие, повидимому, по волнистой слабо наклонной поверхности (водоразделы рек Като и Такуинки и др.). Это же справедливо в отношении покровов верхнемеловых кислых эффузивов (порфиров и пр.).

Андезиты нижнетретичного (?) возраста, базальты плиоценового или раннечетвертичного возраста и туфы этих пород залегают почти горизонтально в прибрежной зоне и в районе перевала Сихотэ-Алиня (к востоку от ст. Кузнецовской).

Таким образом, в юрских, меловых и кайнозойских отложениях в пределах северного пересечения степень дислоцированности в общем ослабляется по мере того, как мы переходим к более молодым отложениям. Кроме того, очень большую роль здесь играет различие в пластичности пород разных толщ. Резкая разница наблюдается в степени смятия между верхнепалеозойскими, юрскими и нижнемеловыми осадочными отложениями, с одной стороны, меловыми порфиритами и порфирами и кайнозойскими эффузивами и туфами, с другой стороны. Конец нижнего мела или начало верхнего мела было тем временем, когда в основном закончилось формирование складчатой структуры северного Сихотэ-Алиня.

Разрывные нарушения, напротив, продолжали развиваться и позже и послужили каналами для проникновения магмы (дайки верхнемеловых порфиров и нижнетретичных андезитов в районе перевала Сихотэ-Алиня и пр.). После внедрения верхнемеловых порфиров имели место значительные перемещения по прежним и новым разрывам, которые привели к образованию тектонических брекчий (в районе перевала Сихотэ-Алиня и верховьев р. Мули). В конце мела и в кайнозое область северного Сихотэ-Алиня была охвачена процессами пологого волнообразного коробления земной коры. В новейшее время пенепленизированные поверхности, на которых изливались плиоценовые или древнечетвертичные базальты, оказались поднятыми в восточной части Сихотэ-Алиня (р. Хуту, верховья р. Акур) до уровня 500—600 м и выше, тогда как вблизи берега моря они не испытали значительного вертикального смещения или даже были опущены на несколько десятков метров (затопленные долины в районе бухты Советской Гавани и в устье р. Тумнин).

Из наблюдений по району пересечения, пройденного в северной части Сихотэ-Алиня, можно сделать (с учетом материалов геологических съемок других исследователей) следующие выводы:

1. Центральная зона характеризуется широким распространением юрских, а южнее — верхнепалеозойских пород. Примыкающая к ней с запада Нижне-Амурская синклинальная складчатая зона и примыкающая с востока зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня характеризуются широким распространением меловых и юрских отложений. Складчатая структура Приморской зоны на большой площади скрыта под покровом четвертичных и верхнетретичных андезито-базальтов. Судя по отдельным выходам в окнах этого покрова, ее складчатый фундамент имеет строение такого же типа, как и Главный синклинорий Сихотэ-Алиня, отличаясь лишь большим развитием молодых интрузий (район Советской Гавани; Фаворская, 1950-ф).

2. Складчатые дислокации мезозойских отложений в пределах Нижне-Амурской синклинальной зоны ослаблены по сравнению с зонами Главного антиклинория и Главного синклинория. В этой зоне намечается некоторый наклон складок к северо-западу. Складчатые дислокации мезозойских отложений в Центральной зоне и Главном синклинории отличаются большой интенсивностью с образованием мелкой изоклиналь-

ной складчатости и возникновением разрывов и тектонических брекчий, в особенности в пределах Центральной зоны. Характерны наклон и опрокидывание антиклинальных складок к юго-востоку, что при изоклинальной складчатости создает однообразное падение слоев к северо-западу, доминирующее, например, почти по всей зоне синклинория.

3. Верхний палеозой, триас, юра и нижний мел северной части Сихотэ-Алиня характеризовались сравнительно слабым развитием вулканических процессов. Максимальные проявления интрузивной и эффузивной деятельности падают на конец нижнемеловой эпохи (предположительно — время внедрения так называемых австрийских гранитоидов и ультраосновных интрузий р. Хунгари), верхний мел (порфириты, порфиры), нижнетретичную эпоху (интрузии так называемых приморских гранитоидов, излияния андезитов), верхнетретичную эпоху и четвертичный период (излияния базальтов).

Ниже приводится описание строения отдельных тектонических зон всей складчатой области Сихотэ-Алиня с краткой характеристикой отдельных более мелких складчатых структур, разрывных дислокаций и пр. Пользуясь многочисленными фондовыми и литературными материалами, удается проследить на большом протяжении те главные структурные элементы, которые были выделены нами на трех вышеописанных пересечениях.

Структурная геологическая карта масштаба 1 : 500 000, составленная нами по материалам геологических съемок, имевшимся к концу 1951 г., охватывает всю территорию Приморского края к югу от 46°, т. е. южную треть складчатой области Сихотэ-Алиня (см. фиг. 2). Отличие этой карты от обычных геологических карт заключается в том, что помимо расчленения геологических образований (осадочных пород, интрузий) по возрасту она отображает и важнейшие особенности тектоники.

На карте применено три различных варианта условных знаков для обозначения линии контакта (границы) между разновозрастными геологическими образованиями.

Первый вариант обозначает седиментационные контакты в основании отложений, дислоцированных складчатостью в сильной степени (т. е. для южного Приморья — в основании отложений протерозойских, нижне или среднепалеозойских, верхнепалеозойских, нижне- и среднетриасовых, верхнетриасовых вместе с нижнеюрскими, средне- и верхнеюрских, нижнемеловых) и в слабой степени (т. е. для южного Приморья — отложений верхнемеловых и нижнетретичных).

Второй вариант обозначает седиментационные контакты по нижней поверхности отложений, недислоцированных складчатостью, т. е. для данного района — отложений верхнетретичных и четвертичных. Оба эти условные обозначения представляют собою линию (более жирную в первом случае и тонкую — во втором), которая снабжена бергштрихами, направленными от более древних отложений (или интрузивных образований, залегающих в основании данного осадочного комплекса) в сторону более молодых отложений. Бергштрихи отстоят друг от друга на 0,5 см и показывают общее погружение слоев в пликативной структуре. Так, например, в антиклинальной складке они всегда будут обращены от ее ядра к периферии, а в синклинальной складке — от ее крыльев к оси прогиба.

Третий вариант условных обозначений для геологических границ — это тонкая сплошная линия без бергштрихов, обозначающая эруптивные (а отчасти и тектонические) контакты интрузивов. Таким образом, на нашей карте применены различные знаки для эруптивных контактов

интрузий и для таких границ, по которым на интрузивы трансгрессивно налегают более молодые осадочные породы или эффузивы. Условный знак разрывных нарушений — надвигов, сбросов и пр. — проводился для более значительных из установленных разрывов (тонкая линия с густыми штрихами). Этот знак также заменяет обозначение для границы разновозрастных геологических образований в тех случаях, когда контакт между ними явно тектонический.

Кроме бергштрихов пликативную структуру слабо и сильно смятых отложений хорошо иллюстрируют показанные на карте линии штриховых обозначений, которые отражают простирание слоев дислоцированных пород. Эти линии проведены приближенно на основании замеров простирания, указанных на геологических картах в исходном материале, и на основании общего простирания того или иного комплекса отложений в складчатой структуре района. Тем не менее, они очень способствуют пониманию складчатой структуры и наглядно поясняют соотношения секущих эруптивных контактов интрузивных тел с вмещающими отложениями.

Осадочные породы мезозоя подразделены на карте не по системам, а по естественным структурно-стратиграфическим комплексам: 1) T_1+T_2; 2) T_3+J_1; 3) J_2+J_3; 4) Cr_1; 5) Cr_2.

Такое разделение соответствует современному уровню знаний геологии Приморья, ибо, например, отделение нижнеюрских отложений от верхнетриасовых в имеющихся геолого-съемочных материалах либо совсем не проведено, либо проведено совершенно условно. В тех случаях, когда внутри выделенных комплексов известны границы отложений, принадлежащих к разным стратиграфическим отделам, это пояснялось на нашей карте при помощи индексов и линий разграничивающего их контакта. На площадях распространения верхнепалеозойских отложений везде, где это было возможно, выделены специфические литологические типы этих отложений: а) кремнисто-сланцевые формации; б) вулканогенные формации (эффузивы, туфы, туффиты); в) известняки. Основываясь на палеонтологической характеристике и положении в структуре, мы известняки карбона отмечаем индексом С, а известняки пермского возраста — индексом Р.

Поля недислоцированных неогеновых и четвертичных отложений отмечены только индексами без всякой закраски, чтобы не мешать пониманию складчатой структуры примыкающих к ним более древних отложений.

Интрузии на нашей карте разделены по возрасту и составу. Для интрузий гранитов, гранодиоритов и гранит-порфиров дано разделение на четыре группы: 1) интрузии протерозойского, нижне- и среднепалеозойского возраста; 2) интрузии пермского и триасового возраста; 3) интрузии юрского и мелового возраста (т. е. так называемые юнокиммерийские и австрийские); 4) интрузии нижнетретичного возраста (т. е. так называемые лярамийские и приморские). Каждая из этих групп обозначена особым знаком. Если была возможность, внутри этих групп выделялись пунктирными контурами граниты (γ), гранодиориты ($\gamma\delta$) и гранит-порфиры ($\gamma\pi$), обозначенные различными индексами. Для основных и диоритовых пород также сделана попытка разделения на четыре возрастные группы, обозначенные разными индексами. Ультраосновные интрузии показаны без разделения по возрасту.

В таком виде сводная геологическая карта достаточно полно иллюстрирует пликативную структуру складчатой области и геологическую

позицию интрузивных тел, и поэтому может быть названа, по существу, картой структурно-геологической.

Геологическое описание области Сихотэ-Алиня, и в особенности южной части Приморского края, дается нами в более подробном виде, чем описание остальных геотектонических областей Дальнего Востока. В частности, приведено описание некоторых наиболее хорошо изученных и фаунистически охарактеризованных разрезов кембрия, верхнего палеозоя, триаса, юры и мела, поскольку такое описание этих разрезов еще не было опубликовано в литературе.

2. ХАНКАЙСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ МАССИВ (ВМЕСТЕ СО СКЛАДЧАТОЙ ЗОНОЙ Р. СИДЕМИ И ХР. ПОГРАНИЧНОГО)

Выделенный нами в качестве особой структурной единицы Ханкайский тектонический массив разделяется на две части — западную и восточную, которые довольно сильно различаются по своему строению (Кропоткин и Салун, 1948-ф).

Западная часть представляет собой мезозойскую складчатую зону, в которой местами в ядре антиклинальных складок выходит докембрий и метаморфические сланцы, относящиеся, вероятно, к нижнему или среднему палеозою (например, в хребте Пограничном к западу от озера Ханка и в южной части зоны от р. Сидеми до залива Посьет). Однако преимущественное распространение имеют в этой зоне верхнепалеозойские отложения (эффузивы, песчаники, сланцы, известняки, охарактеризованные фауной нижней перми в районе р. Пенча, пос. Гродеково, р. Монгугай), триас (главным образом верхний, в том числе континентальные отложения монгугайского яруса) и юра.

Все эти отложения собраны в складки меридионального и северо-западного простирания. Пермские и более древние отложения прорваны интрузиями так называемого гродековского батолита и других массивов, повидимому, имеющих верхнепермский или триасовый возраст. Кроме того, имеются более молодые небольшие интрузии роговообманковых гранитов, гранодиоритов и гранитов, прорывающие верхний триас и принадлежащие, вероятно, к верхнему мезозою (Козлов, 1924: Преображенский, 1925, 1926; Смирнова, 1939; Лазарев, 1934-ф; Гнеушев и др., 1938-ф; Вонгаз, Левитан и др., 1951-ф).

Другая часть массива, которая расположена к востоку от линии, проходящей от среднего течения р. Синтуха (в 35 км к западу от озера Ханка) через пос. Жариково и Богуславка к пос. Покровка на р. Суйфун, отличается отсутствием этих верхнепалеозойских, триасовых и юрских пород. Здесь развиты сильно дислоцированные докембрийские породы, кембрий, метаморфические толщи нижнего или среднего палеозоя (район с. Вознесенское и р. Медведицы), каледонские «шмаковские» граниты на востоке и позднепалеозойские или раннемезозойские гродековские граниты на западе. Эти породы на юге по Суйфуну и на севере по берегам озера Ханка у пос. Астраханка покрыты по поверхности глубокого эрозионного размыва слабо дислоцированными континентальными отложениями нижнемелового возраста. Кроме того, местами сохранились покровы верхнемеловых порфиров и плиоценовых или древнечетвертичных базальтов, а в средней части Ханкайской низменности имеют большое распространение континентальные отложения верхнетретичного и четвертичного возраста. Ориентировка складок в докембрийских и палеозойских толщах восточной части массива значительно

отличается от ориентировки складок верхнепалеозойских и мезозойских отложений в соседних тектонических зонах (Кропоткин, 1949).

Строение восточной части Ханкайского массива представляется по имеющимся данным в следующем виде. Наиболее древними образованиями являются в этом районе докембрийские (архейские?) биотитовые гнейсы, альбитовые гнейсы, кварциты, мраморы и амфиболиты. Гнейсы и связанные с ними породы занимают значительную площадь на р. Синтуха к западу от оз. Ханка, в бассейне р. Тахеяж к юго-западу от оз. Ханка, на северном склоне хребта Синего и у дер. Татьяновки (в 25 км к востоку от Спасска), а также на р. Уссури ниже устья р. Шетухэ и на правобережье Большой Кабарги восточнее Лесозаводска.

В районе Лесозаводска в этом комплексе пород В. П. Солоненко различает ортогнейсы и парагнейсовую формацию. Последняя состоит из шести свит: 1) скарново-гнейсовой (около 2000 м); 2) карбонатно-гнейсовой, в которой гнейсы чередуются с мраморами (2500 м); графитистые гнейсы этой свиты содержат месторождения графита; 3) свиты биотитовых гнейсов (900 м); 4) свиты лейкократовых гнейсов (2600 м), содержащей главные месторождения графита на р. Уссури; 5) свиты амфиболовых, биотитовых, гранатовых и пироксеновых гнейсов (800 м) и 6) свиты мраморов, часто графитистых (500 м; см. Дорошенко, 1950-ф; Солоненко, 1948, 1950).

Следующий, также относимый к докембрию (протерозой?) комплекс метаморфических пород — гематито-кварцевых, кварцево-графитистых и наиболее распространенных слюдяных (главным образом кварц-серицитовых) сланцев — встречен к югу от озера Ханка в районе сел. Хороль и Поповка и имеет широкое развитие у подножья северо-западного склона хребта Синего в 10—20 км к юго-востоку от Спасска, в бассейне р. Большой Кабарги восточнее Лесозаводска и на водоразделе р. Вака и рек Кедровка и Б. Кабарга в северной части массива.

В районе Лесозаводска эти породы резко несогласно залегают на глубоко эродированной поверхности архейских гнейсов. Здесь, по данным А. Ф. Баранова, В. П. Солоненко и П. Н. Кропоткина, в нижней части протерозойского комплекса пород преобладают темносерые и черные слюдисто-графитовые и кварцево-графитовые сланцы, с которыми связаны небольшие месторождения графита. В верхней части превалируют зеленоватые кварцево-серицитовые сланцы (в том числе железистые); встречаются также кварцево-биотитовые, кварцево-андалузитовые и кварцево-амфиболовые сланцы (Баранов, 1939-ф; Медведев, 1941).

В бассейне р. Б. Кабарги на эту свиту, повидимому согласно, налегают доломитизированные известняки, мощность которых изменяется на небольшом расстоянии от 80 м (на востоке) до нескольких метров (на западе).

В Спасском районе эти известняки отсутствуют. Изменение их видимой мощности может быть результатом фациального замещения или неглубокого размыва перед отложением следующей свиты. Последнее объяснение представляется нам более вероятным. По своему стратиграфическому положению доломитизированные известняки Лесозаводска, вероятно, соответствуют мурандавской свите Малого Хингана.

Выше, в районе Лесозаводска залегает рудоносная свита, состоящая из двух сланцевых горизонтов — подрудного и надрудного, и заключенного между ними рудного горизонта. Сланцевые горизонты состоят главным образом из хлорито-кварцевых, кремнисто-глинистых и углисто-глинистых сланцев. В рудном горизонте, имеющем мощность 15—40 м, такие же сланцы и роговики переслаиваются с железистыми микрокварци-

тами. Этой рудной свите в Спасском районе и верховьях рек Даубихезы и Телянзы соответствует толща полосатых, черных, желто-серых и бурых кремнистых сланцев мощностью 200—500 м. В окрестностях с. Прохоры и г. Спасска можно видеть местами переслаивание черных кремнистых сланцев и серых известняков, составляющих переход к свите кембрийских известняков. Возраст рудоносной свиты и вышеописанных кремнистых сланцев, судя по аналогии с фаунистически охарактеризованной рудоносной свитой Малого Хингана и по взаимоотношению с известняками Спасского района, определяется как нижнекембрийский.

Согласно на рудоносной свите в районе Лесозаводска и на кремнистых сланцах в Спасском районе залегает характерная свита известняков, достигающая мощности 200—700 м. В районе Лесозаводска это — пахучие битуминозные серые известняки, в которых А. Ф. Баранов обнаружил неясные остатки фауны (энкриниты?). В Спасском районе это светлосерые известняки, в верхних горизонтах переслаивающиеся с желтовато-серыми мергелистыми сланцами.

В известняках каменоломен, находящихся в 3 км к югу от разъезда Кнорринг, нами обнаружены остатки трилобитов, губок, археоциаты *Rhabdocyathus* sp., *Archaeocyathus* sp., *A. neoproskurjakovi* Vologd., *Leptocyathus* sp., *L.* cf. *regularis* Vologd., *Sibirecyathus dissepimentalis* Vologd., *Ethmophyllum ratum* Vologd., *Coscinocyathus* sp., *Cyclocyathus* sp. и водоросли *Epiphyton fasciculatum* Chapman., *E. fruticosum* Vologd.

К югу от Спасска в каменоломнях у гаража Спасского овощеводческого совхоза в 5 км южнее ж.-д. станции Евгеньевка найдены археоциаты *Rhabdocyathus* sp., *Archaeocyathus* sp., *Leptocyathus* sp., *Spirocyathus* sp., *Orbicyathus mongolicus* Vologd., *O.* cf. *vinkmani* Vologd., *Syringocnema* sp. (?), *Tersia nodosa* Vologd., *Terscyathus* sp., *Protopharetra* sp. и водоросли *Epiphyton fasciculatum* Chapman, *E. densum* Vologd., *E. bublitchenkoi* Vologd., *E. fruticosum* Vologd., *E. tenue* Vologd., *Girvanella antiqua* Maslov. В других пунктах — *Tubulophyton sibiricum* Vologd. Возраст известняков определяется, как нижний кембрий или низы среднего кембрия (Вологдин, 1948).

В верховьях р. Медведицы и на южном склоне хребта Синего в верховьях рек Даубихезы и Телянзы нижние горизонты этой карбонатной толщи представлены известняковой брекчией и серыми доломитизированными известняками, содержащими обломки кремнистого сланца, средние горизонты — белыми и серыми пятнистыми или полосчатыми известняками и верхние горизонты — слоистыми известковистыми песчаниками, известково-глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами (400—500 м).

Кембрийская карбонатная толща Спасского района и Лесозаводска хорошо сопоставляется с лондоковской свитой Малого Хингана. Эту карбонатную толщу Ханкайского массива З. В. Сидоренко и М. Г. Золотов предположительно относили к девону, А. Ф. Баранов — к нижнему палеозою.

Все вышеописанные метаморфические и осадочные породы прорваны шмаковским гранитным батолитом (γ_1), занимающим всю восточную окраину Ханкайского массива. В граните у контакта с докембрием встречаются ксенолиты метаморфических пород. Активный контакт этих гранитов с кембрием устанавливается по данным картирования на р. Малая Кабарга в 4 км к востоку от Орловки.

По данным З. В. Сидоренко, пермо-карбон трансгрессивно залегает на шмаковских гранитах в нижнем течении р. Угодинза, на левом берегу р. Даубихэ (Сидоренко, 1934-ф). Гранитный материал содержится

в базальном конгломерате и в аркозовых песчаниках пермо-карбона. Тем самым возраст гранитов шмаковского батолита определяется как палеозойский. Во II главе второй части нашего обзора мы уже рассматривали доводы в пользу отнесения этих гранитов к каледонскому циклу.

Свита конгломератов, песчаников и сланцев, относящаяся, возможно, к нижнему или среднему палеозою, распространена на западном склоне хребта Синего в бассейне р. Медведицы. Мощность и разрез этой толщи весьма изменчивы. Нижнюю часть толщи составляют известковистые конгломераты, известковые брекчии, туфовые конгломераты и песчаники. В этих обломочных породах содержится галька кембрийских известняков и кремнистых сланцев, кристаллических сланцев и гранита. Верхняя часть толщи представляет собой чередование желтовато-серых, зеленовато-серых глинистых, песчано-глинистых и мергелистых сланцев и известковистых песчаников.

В окрестностях г. Спасска нижняя, сложенная конгломератами, часть этой толщи отсутствует и непосредственно на известняках кембрия трансгрессивно залегают слабо дислоцированные глинистые сланцы ее верхней части. На нашей карте они отмечены, как верхний палеозой (Pz_3). У известкового карьера к северо-западу от с. Меркушевки наблюдается, по А. Ф. Калмыкову, переслаивание известковых конгломератов и брекчий с желтовато-серыми мергелисто-глинистыми сланцами, т. е. переход от нижних горизонтов к верхним горизонтам этой палеозойской конгломерато-песчано-сланцевой толщи.

Столь же неопределенный возраст имеют слабо метаморфизованные глинисто-графитистые сланцы, немые известняки и кварциты, широко развитые на левобережье реки Лефу и реки Чихезы к югу от озера Ханка в районе селений Вознесенское, Григорьевка и Хороль. По нашим наблюдениям, они отличаются от верхнепалеозойских пород несколько более высокой степенью регионального метаморфизма в терригенных разностях и полным отсутствием остатков фауны в карбонатных разностях. Напротив, те известняки горной области Сихотэ-Алиня, для которых установлен верхнепалеозойский возраст, всегда содержат хотя бы незначительные остатки фауны, например микрофауну или членики криноидей.

Степень метаморфизма и характерное северо-западное простирание толщ бассейна р. Лефу также сближает эти толщи скорее с древним, кембрийским, комплексом пород Спасского района и окрестностей г. Ворошилова, нежели с верхним палеозоем. Однако различия в литологической характеристике разреза этих толщ и карбонатно-кремнистого кембрийского комплекса не позволяют отождествлять их. По всей вероятности, толщи р. Лефу, подобно свите р. Медведицы и сланцевым толщам западной части Ханкайского массива (р. Сидеми, хр. Пограничный) принадлежит к среднему палеозою или к таким горизонтам нижнего палеозоя, которые залегают выше низов среднего кембрия (Преображенский, 1925; Материков, 1948-ф).

Граниты гродековского батолита (γ_2) занимают большую площадь в средней части Ханкайского массива. Они прорывают палеозойские толщи р. Лефу и фаунистически охарактеризованный верхний палеозой Гродековского района. На юге в истоках Чихезы и левых притоков Суйфуна они по глубоко эродированной поверхности трансгрессивно перекрыты континентальными отложениями, принадлежащими к самой нижней части меловой системы (Козлов, 1924; Руб, 1950; Финкельштейн, 1940-ф). Возраст гранитов предположительно определяется как верхнепермский или триасовый.

Из более молодых геологических образований в восточной части Ханкайского массива имеют некоторое распространение габброиды (небольшие интрузии в районе Кнорринга, Меркушевки, Нахимовки), мезозойские граниты (небольшие массивы на южном склоне хребта Синего и на р. Уссури) и порфириты, распространенные главным образом по восточному краю шмаковского батолита и на южном склоне хребта Синего. Конгломерат-песчаники, похожие на верхний мел «достоевской свиты» и связанные с ними вулканические туфы вскрыты в карьерах около разъезда Лебехэ. Наибольшую площадь по краям Ханкайской низменности занимают верхнетретичные отложения (галечники, песчаники, пестрые глины с прослоями лигнита), а в средней части низменности — четвертичные отложения, залегающие горизонтально. Верхнетретичные отложения достигают значительной мощности. В них найдены диатомеи, указывающие на миоцен (определения А. П. Жузе, Никольская, 1952).

Складчатая структура верхнего докембрия и нижнего палеозоя восточной части Ханкайского массива, повидимому, создана в основном каледонским орогенезом. Вопрос о возрасте складчатости разрешится однозначно лишь тогда, как будет более точно установлен возраст конгломерато-песчаниковой свиты и гранитов шмаковского батолита.

В бассейне Большой Кабарги протерозойские и кембрийские отложения залегают почти согласно между собою и образуют крутые (с углами падения до 80°) антиклинальные и синклинальные складки широтного и северо-западного простирания. Восстановить полную картину пликативных дислокаций древних толщ Лесозаводского района невозможно, так как эти толщи сохранились отдельными островками в провесах кровли шмаковского батолита и позднейших интрузий. По В. П. Солоненко здесь имеется мозаика блоков, разделенных дизъюнктивными нарушениями.

В Спасском районе по расположению выходов кремнистых сланцев (Cm_1) устанавливаются две антиклинали северо-западного простирания, оси которых проходят через г. Спасск (гора Спасская) и через сел. Прохоры. Известняки (Cm_1—Cm_2) и кремнистые сланцы (Cm_1) падают на крыльях складок под углом от 20 до 80°, в среднем около 40°. К югу и юго-востоку от цементного завода и от г. Спасска в многочисленных карьерах можно видеть, как на известняки, падающие под углом от 50 до 90°, трансгрессивно налегают менее дислоцированные глинистые сланцы, облекающие отдельные глыбы известняков и проникающие в них по карстовым трещинам. В самых нижних горизонтах сланцевой толщи встречаются красноцветные известковистые песчаники, возможно континентального происхождения. У села Спасского, в больших карьерах видно, что Спасская антиклиналь опрокинута на северо-восток. Известняки с остатками археоциат и палеозойская толща глинистых, известково-глинистых и песчано-глинистых сланцев обнажаются здесь в опрокинутом залегании с падением на юго-запад под углом от 50 до 90°. В нескольких сотнях метров к западу от этих карьеров выходят известняки (в том числе пахучие темносерые известняки), переслаивающиеся с пластами черных кремней. В карьерах у подножия горы Спасской видно, что эти породы стоят на головах. Далее к северо-западу на горе Спасской по оси антиклинали выходит мощная толща кремнистых сланцев и массивных черных кремней.

По направлению к юго-востоку оси антиклиналей Спасска и сел. Прохоры испытывают погружение, в связи с чем здесь получают большое распространение отложения нижней части палеозойской конгломерато-сланцевой толщи — известковые брекчии и туфовые конгломераты. На

погружении складок в них отмечается широтное и северо-восточное простирание с углами падения 30—45°. Почти широтное простирание, повидимому, имеет место в этих отложениях и на р. Медведице. По южному склону хребта Синего от верховьев Медведицы до левобережья Даубихезы в кремнисто-карбонатной толще кембрия господствует северо-восточное и широтное простирание складок, а в верховьях Даубихезы — широтное, северо-западное и меридиональное до северо-восточного. Углы падения достигают 70—85° (Золотов, 1940-ф).

У южного окончания Ханкайского массива мраморизованные известняки с прослойками черных кремней, метаморфизованные песчано-глинистые сланцы и окварцованные песчаники выходят в 3—12 км к востоку от г. Ворошилова на горе Видной и на левом склоне долины р. Раковки. Известняки горы Видной, по нашим наблюдениям, имеют северо-западное простирание при крутом падении слоев. Такое простирание, наряду с полным литологическим сходством этих известняков с карбонатной толщей Спасского района, вполне оправдывает отнесение их к кембрию. Этот выступ кембрия на р. Раковка покрывается нижне- и среднеюрскими отложениями Даубихинской зоны. На горе Видной древние толщи, повидимому, надвинуты на покрывающие их конгломераты и песчаники подугленосной свиты нижнего мела (см. описание Суйфунской зоны). Об этом свидетельствует тот факт, что вблизи линии контакта меловые отложения имеют падение под углом до 45° в сторону контакта с кембрием (Финкельштейн, 1940-ф).

Шмаковский батолит, внедрившийся у восточного края Ханкайского массива по границе с Даубихинской зоной, вытянут в север-северо-восточном направлении на сотню километров.

Резюмируя вышеуказанные данные, мы можем отметить, что в протерозойских, нижнепалеозойских и среднепалеозойских толщах средней и восточной части Ханкайского массива (р. Лефу, Спасск, Лесозаводск, хр. Синий) преобладает северо-западное и широтное простирание складок, а в западной части массива в хребте Пограничном и в районе сел Хороль и Поповка — северо-восточное и север-северо-восточное, параллельное общей ориентировке складок верхнего палеозоя и мезозоя Сихотэ-Алиня. Степень смятия в докембрийских и кембрийских отложениях и в отложениях, предположительно относимых к нижнему или среднему палеозою, характеризуется углами падения слоев от 50 до 90°, иногда с опрокидыванием складок.

Палеозойская (Pz_1—Pz_2) конгломерато-песчано-сланцевая толща местами образует более пологие складки с углами падения 20—50° (например, к юго-западу и юго-востоку от Спасска). Такая же степень дислокаций характерна для верхнепалеозойских отложений западной зоны Ханкайского массива. С позднепалеозойскими или раннемезозойскими тектоническими движениями в области Ханкайского массива связано внедрение гранитов гродековского батолита, с более поздними мезозойскими дислокациями—интрузии габброидов и гранитов, эффузии порфиритов, приуроченные, вероятно, к разлому по границе с Даубихинской зоной и накопление кислых вулканогенных продуктов (порфиров, туфов) у южной и западной окраин современной Ханкайской низменности.

На правом берегу р. Лефу к юго-востоку от ж.-д. разъезда Лефу нами установлен активный контакт небольшой интрузии порфировидного биотитового гранита, богатого калиевым полевым шпатом, с породами верхнемеловой туфо-эффузивной толщи южной окраины Ханкайской низменности. Тем самым определяется принадлежность этой интрузии, отмеченной уже на карте Г. С. Лесового (1934-ф), к числу лярамийских

или приморских гранитоидов. Кайнозойская тектоника выразилась в дислокациях толщи мелкогалечных конгломератов и туфов у разъезда Лебехэ, предположительно отнесенной к верхнему мелу, в крупных колебательных движениях, с которыми связано прогибание Ханкайской депрессии в течение верхнетретичного и четвертичного времени и, наконец, в разломах вдоль долины р. Уссури. Существование таких разломов предполагается Е. Ф. Малеевым (1946) и другими на основании расположения четвертичных базальтовых некков и вулканов. Однако мезозойские и кайнозойские дислокации смогли только в некоторой степени усложнить тектоническую структуру средней и восточной частей Ханкайского массива, в основном сформированную складчатостью нижнепалеозойского и, возможно, среднепалеозойского времени.

3. СУЙФУНСКАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Под названием Суйфунской синклинальной зоны мы выделяем область распространения сравнительно слабо дислоцированных нижнемеловых отложений, расположенную в бассейне среднего и нижнего течения р. Суйфун и р. Амба-Бира непосредственно к югу от Ханкайского массива. Таким образом, эта зона находится на продолжении Ханкайского массива и, вероятно, представляет собой прогиб, возникший на столь же древнем складчатом фундаменте, какой мы видим в средней и восточной частях Ханкайского массива. На востоке Суйфунская зона граничит с Даубихинской синклинальной зоной, где нижний мел дислоцирован более интенсивно.

Геологическое строение Суйфунской зоны известно благодаря исследованиям А. И. Козлова (1924), В. В. Медведева (1948-ф), М. Финкельштейна (1940-ф), А. З. Лазарева (1934-ф), Л. Б. Вонгаз и др. (1951-ф), Н. Е. Гухман (1933-ф), В. П. Новокшенова (1936-ф), А. Н. Криштофовича (1928) и разведочным работам ряда геологов, проводившимся на угольных месторождениях Суйфунского бассейна. Большая часть поверхности этой зоны покрыта ненарушенными континентальными отложениями неогеновой суйфунской свиты, покровами базальтов, в главной своей массе вероятно принадлежащими к плиоцену и четвертичными отложениями широкой долины Суйфуна и его притоков. Нижележащая меловая толща, которую А. И. Козлов и А. Н. Криштофович сначала относили к юре, выходит только по краям Суйфунской зоны на небольшой площади. Это сильно затрудняет расшифровку ее тектонической структуры.

Наиболее древними отложениями Суйфунской зоны являются юрские конгломераты и песчаники, которые обнажаются к северо-западу и юго-западу от г. Ворошилова на Ильюшенских сопках и горе Сальникова (мощность 500—600 м). Эта толща охарактеризована фауной иноцерамов ааленского яруса (J_1) и хорошо сопоставляется с разрезом юры р. Раковки, где известны как более низкие сланцевые горизонты с флорой, так и более высокие — с фауной байосского облика (J_2).

Нижний мел залегает несогласно на кембрии горы Видной к востоку от Ворошилова, на гранитах гродековского батолита по северному краю зоны у поселков Липовцы, Владимировка, Ильичевка, на верхнетриасовых осадочных отложениях в бассейне р. Амба-Бира у сел. Занадворовка и близ устья Суйфуна и на вышеописанных нижнеюрских породах горы Сальникова и Ильюшенских сопок к западу от Ворошилова.

В северной части Суйфунской зоны меловые отложения подразделяются на четыре свиты: 1) нижнюю или подугленосную песчано-конгломератовую свиту (мощность около 330 м); 2) угленосную свиту (около

200 м); 3) туфогеновую свиту (туфогеновые песчаники, часто узорчатые или пятнистые; мощность свиты 100—300 м); 4) свиту шоколадных глинистых, иногда известковистых сланцев и аргиллитов (мощность до 400 м). Из них угленосная свита хорошо охарактеризована флорой, которая сопоставляется с флорой сучанской угленосной свиты и относится к нижнему мелу. Первые две свиты указанного разреза относятся к нижнему мелу, а туфогеновая свита (аналог свиты узорчатых песчаников Сучанского бассейна?) и свита шоколадных сланцев, повидимому, принадлежат к нижней половине верхнего мела. Общая мощность меловых континентальных отложений — более 1000 м. Характерной особенностью угленосной свиты северной части Суйфунской зоны является присутствие рабдописситов, давно известных в Верхне-Сучанском районе и обнаруженных теперь в небольшом количестве среди углей Ворошиловского района (шахта № 5).

Для южной части Суйфунской зоны Н. Е. Гухман приводит по району с. Занадворовки и западному берегу Амурского залива следующий разрез мела (снизу вверх):

1. Базальный горизонт песчаников и конгломератов с галькой триасовых пород.

2. Песчано-сланцевый горизонт — песчаники, темносерые глинистые сланцы, вверху — прослои конгломерата с примесью вулканического материала. Песчано-сланцевый горизонт содержит флору никанского яруса и на западном берегу Амурского залива заключает в себе рабочие пласты угля (Сергиевские копи).

3. Песчано-конгломератовый горизонт — песчаники, конгломераты с примесью туфогенного материала, прослои сланцев с флорой никана.

4. Туфогенный горизонт — туфогеновые песчаники с прослоями характерных узорчатых песчаников и малиновых и шоколадных глинистых сланцев. Если верны сопоставления Н. Е. Гухман, на тракте Занадворовка — Раздольное средние два горизонта выпадают из разреза и туфогеновый горизонт с шоколадными сланцами залегает прямо на породах нижнего песчано-конгломератового горизонта.

Стратиграфическое положение меловых отложений Суйфунской зоны выясняется из сопоставления с разрезом Сучана, где известна не только флора, но и морская фауна. При составлении сводной геологической карты Южного Приморья нами была принята изображенная на табл. VI схема сопоставления разрезов Суйфунской зоны, Сучанской зоны (Сучанский бассейн, район д. Петровки на восточном берегу Уссурийского залива) и меловых отложений Подгородненского района и района Сурaжевки — Радчихи на западном крыле Муравьевского антиклинория. Все эти разрезы меловых отложений имеют между собой много общего и характеризуются накоплением угленосных континентальных отложений в нижнем мелу и вулканогенных (порфириты и пр.) и туфогенных пород — в нижней половине верхнего мела. Можно попытаться сопоставить с этими разрезами, как показано на нашей таблице, разрезы мела южной части Хорско-Хабаровской зоны (нижнее течение рек Иман и Бикин, бассейн р. Бейцухэ), изученные экспедицией Аэрогеологического треста, но еще очень слабо обоснованные палеонтологически.

Разрезы меловых отложений всех этих западных зон складчатой области Сихотэ-Алиня существенно отличаются от разрезов восточных зон — Главного синклинория Сихотэ-Алиня, Приморской зоны и других, где в нижнем мелу и в нижней половине верхнего мела господствовали морские условия и отсутствовали континентальные угленосные фации.

Схема сопоставления стратиграфических разрезов меловых отложений Западного и Южного Приморья

Отделы		Хорско-Хабаровская зона		Суйфунская зона			Даубихинская зона			Сучанская зона				
		южная часть Алчано-Матайской подзоны (Нижний Бикин, Бейцуха)		северная часть (район Ворошилова, Липовцев)		южная часть (р. Амба-Бира, западный берег Амурского залива)	район Подгородненского месторождения (восточный берег Амурского залива)	район Суражевки и Радчихи		западная часть (район Петровки на восточном берегу Уссурийского залива)				восточная часть (Сучанский бассейн)
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Верхний мел	Сеноман и турон	Порфириты и их туфы	Cr_1^3	Свита шоколадных глинистых, иногда известковистых сланцев и аргиллитов (400 м)	Cr_2b	Туфогеновый горизонт (туфогеновые, часто узорчатые песчаники, малиновые и шоколадные глинистые сланцы)	Свита туфогеновых песчаников (Cr_2)			Бурые аргиллиты, шоколадные сланцы	Cr_{1+2}	Cr_1^d	Cr_2^3	Порфириты, туфы Коркинская свита (бурые и ржаво-бурые песчаники, узорчатые песчаники, туффиты, алевролиты, шоколадные, буро-красные и фиолетовые алевролиты) (свыше 1000 м)
				Туфогеновая свита (туфогеновые песчаники, узорчатые, пятнистые песчаники) (100—300 м)	Cr_2a					Узорчатые песчаники	Cr_1^7	Cr_1^c	Cr_2^2	
		Несогласие				Песчано-конгломератовый горизонт	Конгломератовая свита (120 м)			Несогласие?				Несогласие?
				?		?	?	?		Черные сланцы и алевролиты с фауной	Cr_1^6	Cr_1^b	Cr_2^1	(Черные и зеленые алевролиты и аргиллиты)? Богатырская угленосная свита (?) Известковистые песчаники с фауной тригоний и др. (надвеликановский горизонт)
Нижний мел	Альб	Свита песчаников, алевролитов и аргиллитов	Cr_1^2	Угленосная свита (200 м)	Cr_1	Песчано-сланцевый угленосный горизонт (песчаники, сланцы, угли, прослои конгломерата)	Подгородненская угленосная свита (песчаники, аргиллиты, алевролиты, пласты угля) с никанской флорой (350 м)	Угленосная свита (песчано-глинистые и глинистые сланцы, пласты угля) с никанской флорой (650 м)	Апт и альб	Горизонт разнозернистых песчаников	Cr_1^5	Cr_1^b	Cr_2^1	
	Готерив, баррем, апт									Верхний угленосный горизонт	Cr_1^4	Cr_1^a	Cr_1	Верхняя угленосная подсвита (песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли) (250—300 м) Безугольная подсвита (песчаники и пр.) (100—250 м) Нижняя угленосная подсвита (песчаники, алевролиты, мелкогалечные конгломераты) (60—150 м) Базальный конгломерат (менее 1 м)
										Безугольный горизонт	Cr_1^3			
										Нижний угленосный горизонт	Cr_1^2			
		Свита базальных конгломератов	Cr_1^1	Песчано-конгломератовая свита (330 м)	Cr_1	Горизонт базальных конгломератов	Непродуктивная свита (песчаники, алевролиты) (300 м)	Базальный горизонт		Горизонт базальных конгломератов и песчаников	Cr_1^1			
	Валанжин	Несогласие		Несогласие		Несогласие	Несогласие	Несогласие		Несогласие				Несогласие Ключевская свита (песчаники, алевролиты, аргиллиты с ауцеллами валанжина) (550 м) Несогласие
Возраст подстилающих пород		Юра, докембрий		Юра или граниты гродековского батолита (P_2?)		Верхний триас	Верхний триас	Верхний триас		Верхняя юра (песчаники с ауцеллами, алевролиты)	J_3	J_3	J_3	Молчановская свита J_3 (песчаники с ауцеллами портландского яруса)

Примечания: 1. Разрез по Г. Г. Марченко и Е. В. Быковской (1950-ф), В. П. Рыловниковой (1950-ф). 2. Индексировка по Г. Г. Марченко и Е. В. Быковской (1950-ф), В. П. Рыловниковой (1950-ф). 3. Разрез по М. Финкельштейну (1940-ф). 4. Индексировка по М. Финкельштейну (1940-ф). 5. Разрез по Н. Е. Гухман (1933-ф). 6. Разрез по И. В. Бурию (1949-ф), В. В. Медведеву (1948-ф), Е. М. Ароновой. 7. Разрез по И. В. Бурию (Тр. ДВБАН, 1948), В. В. Медведеву (1948-ф). 8. Индексировка по В. В. Медведеву (1948-ф). 9. Разрез по Н. А. Беляевскому и В. Д. Принада (1947-ф), С. Я. Николаеву (1948-ф), И. Н. Лобачеву (1949-ф). 10. Индексировка по С. Я. Николаеву (1948-ф). 11. Индексировка по Н. А. Беляевскому и В. Д. Принада (1947-ф). 12. Индексировка по И. Н. Лобачеву (1949-ф). 13. Разрез по И. И. Берсеневу (1949-ф) и др. (Тр. ДВБАН, 1948; Ткалич, 1938; Шехунов и Перепечина, 1939).

Возможно, что в принятую нами схему, основанную главным образом на работах М. Финкельштейна и И. В. Бурия, следует внести некоторые коррективы в связи с исследованиями по стратиграфии меловых отложений Приморья, которые были проведены В. Н. Яковлевым в течение последних лет.

Следующими по возрасту образованиями являются интрузивные порфиры и связанные с ними дациты, принадлежащие к верхнему мелу. Они в небольшом количестве встречаются по окраинам Суйфунской зоны. Порфиры прорывают или перекрывают верхнемеловую туфогеновую свиту в 5 км к востоку от Ворошилова у пос. Глуховка.

Меловые отложения несогласно, с размывом покрываются недислоцированными третичными отложениями и базальтами. Верхнетретичная суйфунская свита (галечники, пески, рыхлые глины, прослои туффитов), имеющая мощность до 80—120 м, широко распространена по всей внутренней, наиболее прогнутой части Суйфунской зоны. На юге, по западному побережью Амурского залива, появляются песчано-сланцевые отложения с лигнитами, относимые В. В. Медведевым к верхам палеогена (1948-ф).

Поверх этой свиты, перекрывая всю юго-западную часть Суйфунской синклинальной зоны и смежные участки западной (Сидеми-Гродековской) зоны Ханкайского массива, залегает большой покров базальтов юго-западного Приморья. Он продолжается и далее в пределы Маньчжурии (горы Муфубехен). Почти повсюду под базальтами, где они достаточно глубоко прорезаны Суйфуном и его притоками, а также в истоках Монгугая и Сидеми, обнажаются третичные континентальные отложения суйфунской свиты или верхов палеогена. Повидимому, они сохранились от размыва потому, что вплоть до плиоцена, когда начались излияния базальтов, эта местность не испытывала поднятия и представляла собою низменную равнину. После излияния базальтов произошло сводовое поднятие в области водораздела Суйфуна и рек Хуньчуньхэ и Монгугай, причем поверхность базальтового плато оказалась поднятой на высоту до 700—800 м. Суйфун прорезает окраину этого плато у пос. Раздольное. Нижняя поверхность базальтов лежит здесь на высоте около 100 м, а верхняя — 200 м над ур. м. Таким образом, в центре свода произошло поднятие на 500—600 м по сравнению с его окраиной. Рельеф базальтового плато, прорезанного узкими долинами рек, очень хорошо выражает форму этого небольшого пологого (со средним наклоном в полградуса) сводового изгиба, осложняющего строение Суйфунской синклинальной зоны.

Четвертичные отложения, связанные с серией террас долины Суйфуна, достигают особенно большого развития в центральной и южной частях Суйфунской зоны.

Тектоника мезозойских отложений Суйфунской синклинальной зоны не отличается сложностью. Мезозой более интенсивно дислоцирован у краев Суйфунской зоны, в области перехода к соседней Даубихинской зоне с ее типично геосинклинальным разрезом сильно дислоцированных мезозойских и верхнепалеозойских отложений. Так, на горе Сальникова к юго-западу от г. Ворошилова юрские и меловые отложения стоят на головах, в районе Ворошилова образуют довольно крутую (с углами 20—50°) мульду широтного простирания, разбитую поперечными сбросами (Финкельштейн, 1940-ф). Но в остальной части Суйфунской зоны мезозой (нижний мел и низы верхнего мела) образует сравнительно спокойные брахиструктуры, залегая в центре мульд почти горизонтально.

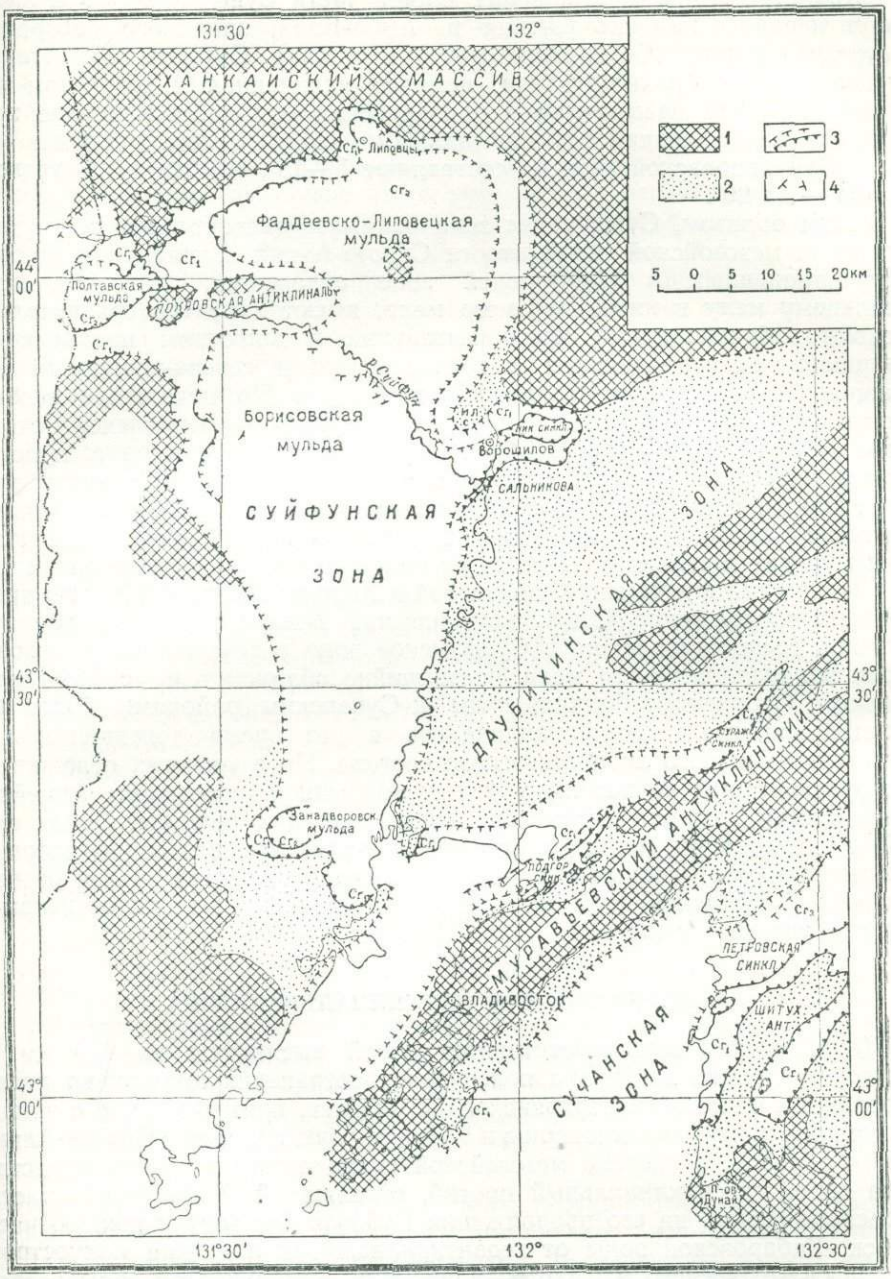
В структуре мезозойского осадочного покрова северной половины Суйфунской зоны выделяются две крупные мульды — Фаддеевско-Липовецкая и Полтавская, затем разделяющая их Покровская антиклиналь, Ильюшенская брахиантиклиналь и, на границе с Даубихинской зоной — вышеупомянутая Никольская синклиналь в окрестностях г. Ворошилова (фиг. 10). У с. Полтавки на Суйфуне Фаддеевско-Липовецкая мульда соединяется с Полтавской мульдой (по Суйфуну в районе Полтавки и Константиновки и по нижнему течению р. Ушагоу), открытой в сторону Маньчжурии. Полтавская мульда представляет собою типичную наложенную синклинальную брахиструктуру, дискордантную по отношению к складкам палеозоя западной части Ханкайского массива (Сидеми-Гродековской зоны), поверх которых сравнительно спокойно залегают меловые отложения, слагающие эту мульду.

Домезозойский складчатый фундамент (включая граниты гродековского батолита) выступает из-под нижнемеловых отложений по всему внешнему краю Фаддеевско-Липовецкой мульды, по западному краю Борисовской мульды и в своде Покровской антиклинали в двух участках на р. Суйфун между Константиновкой и Покровкой (граниты, известняки; см. Козлов, 1924).

Фаддеевско-Липовецкая мульда занимает самую северную часть Суйфунской зоны между реками Синеловкой и Восточной Славянкой и представляет собой брахисинклиналь, вытянутую с запада на восток на 40—50 км. На ее северном крыле в районе поселков Ильичевка и Липовцы слои меловых отложений падают на юг к центру мульды под углом 10—15°. Местные дополнительные нарушения имеются в районе Липовцев. На южном крыле, являющемся в то же время северным крылом Покровской антиклинали, структура усложнена дополнительными изгибами и углы падения достигают здесь 20—50°. С удалением от края мульды дислокации ослабляются. Можно предполагать, что между Фаддеевско-Липовецкой и Борисовской мульдами имеется широкое соединение, где слои мела должны залегать почти горизонтально.

Борисовская мульда намечается в районе Суйфуна (южнее Покровки), р. Казачки (Лючихезы) и р. Шуфан по отдельным выходам мела в западной и восточной частях структуры. На западе в районе пос. Алексее-Никольск угленосные отложения имеют падение к востоку. В области перехода к южному крылу Покровской антиклинали на рч. Манзовке (в 10 км западнее Покровки) они падают на юго-запад под углом 15°. Верхний мел, перекрытый неогеном, обнажается по правому борту долины Суйфуна между Покровкой и Борисовкой в северной части мульды и имеет здесь пологое падение то к югу, то к западу, то к северу. Восточное ограничение мульды видно у брахиантиклинали Ильюшенских сопок и на западном склоне горы Сальникова. Углы падения возрастают здесь до 30—90°. Между этими выходами мезозоя, где появляются нижний мел и юра, вероятно, имеется прогиб, соединяющий Борисовскую мульду с вышеупомянутой Никольской синклиналью, расположенной между г. Ворошиловым и р. Раковкой. В Полтавской мульде, по нашим наблюдениям, углы падения в меловых отложениях не превышают 3—25° (см. также Вонгаз, 1951-ф).

В целом для меловых отложений северной части Суйфунской зоны, как указывает А. И. Козлов, характерно «залегание пород спокойное в виде плавных складок более или менее широтного простирания с нижними точками перегиба, лежащими на глубине 250—300 саж.» (500—650 м; Козлов, 1924).



Фиг. 10. Схема тектоники меловых отложений юго-западной части Приморского края:

1 — домезозойский фундамент (включая гранитоиды гродековского батолита); *2* — триасовые и юрские комплексы; *3* — установленные и предполагаемые границы распространения осадочных отложений нижнего мела и первой половины верхнего мела: штрихи указывают направление погружения слоев; *4* — простирание и падение слоев на отдельных участках; Ил. с. — Ильющенские сопки; Ник. синкл. — Никольская синклиналь; Сураж. синкл. — Суражевская синклиналь; Подгор. синкл. — Подгородненская синклиналь

Структура меловых отложений южной части Суйфунской зоны выясняется в районе нижнего течения р. Амба-Бира, западного побережья Амурского залива (Сергиевские копи) и устья р. Суйфун. Здесь также вырисовывается брахиструктура, немного удлиненная в широтном направлении — так называемая Занадворовская мульда, в наиболее прогнутой части сложенная континентальным верхним мелом. Углы падения слоев Занадворовской мульды составляют 5—15°, на берегу Амурского залива — до 20°.

Таким образом, Суйфунская зона занимает своеобразное положение в системе мезозойской складчатости Сихотэ-Алиня. Дислокации широко распространенных в Суйфунской зоне отложений, принадлежащих к нижнему мелу и низам верхнего мела, имеют характер сравнительно спокойных брахискладок, часто вытянутых в широтном направлении, совершенно не совпадающем с господствующим северо-восточным направлением мезозойских складок Сихотэ-Алиня. По некоторым особенностям разреза (сокращенная колонка верхоянского комплекса, отсутствие триаса и морских фаций мела, слабое развитие верхнемезозойской интрузивной деятельности) и по стилю деформаций Суйфунская зона стоит ближе всего к Хорско-Хабаровской зоне (точнее — к ее Алчано-Матайской подзоне) и некоторым частям Ханкайского массива (Полтавская мульда) и сильно отличается от более восточных тектонических зон.

Складчатый фундамент Суйфунской и Хорско-Хабаровской зоны представляет продолжение Ханкайского массива. Вместе с тем геологические условия, господствовавшие в Суйфунской зоне в течение нижнемеловой эпохи и начала верхнего мела, чрезвычайно сближают ее с Подгороденским, Суражевско-Радчихинским и Сучанским районами более восточных зон, где также накапливались в это время континентальные отложения близкого литологического состава. Но в меловых отложениях Суйфунской зоны не возникло той усложненной разрывами линейной складчатости, которая столь характерна для этих районов. Более спокойные дислокации, наряду с огромными размерами вероятной площади распространения меловых отложений, являются положительными особенностями Суйфунской зоны и указывают на ее большие перспективы в смысле угленосности.

4. ДАУБИХИНСКАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Даубихинская зона представляет собой вытянутую на 400 км от Амурского залива до Имана полосу распространения интенсивно дислоцированных отложений верхоянского комплекса, примыкающую с запада к Муравьевскому антиклинорию и Главному антиклинорию Сихотэ-Алиня. Таким образом, в системе мезозойской складчатости эта зона представляла собой геосинклинальный прогиб, отделявший Ханкайский массив и расположенные на его продолжении Суйфунскую зону и южную часть Хорско-Хабаровской зоны от геоантиклинальных поднятий полуострова Муравьева-Амурского и Сихотэ-Алиня. Для Даубихинской зоны особенно характерно развитие морских триасовых и нижнеюрских отложений. В ядрах антиклиналей имеет распространение верхний палеозой, в синклиналях южной части зоны — нижний мел. В некоторых местах имеются наложенные и унаследованные мульды, сложенные верхним мелом или третичными отложениями. Для всей Даубихинской зоны характерна линейная складчатость северо-восточного простирания.

Верхнепалеозойские отложения имеют большое распространение в северной части зоны у края Ханкайского массива (Чедия и Хисамутдинов,

1949-ф; Беляевский, 1949-ф, 1948-ф; Сидоренко, 1951-ф, 1933-ф; Кропоткин и Салун, 1948-ф). Они в значительной мере представлены эффузивами и их туфами. Часть верхнепалеозойских эффузивов ошибочно была отнесена Н. А. Беляевским к верхнему мелу. В дальнейшем З. В. Сидоренко были откартированы в бассейне р. Вака полосы эффузивов и туфов, обрисовывающие контуры складок северо-восточного простирания, свойственных верхнепалеозойским отложениям, и тем самым вопрос о возрасте эффузивов этого участка был решен однозначно.

Разрез верхнего палеозоя Даубихинской зоны в области слияния рек Улухэ и Даубихэ изучался З. В. Сидоренко в 1934 г. и нами в 1945—1947 гг. По З. В. Сидоренко он представлен пресноводными отложениями (горизонты 1—2) и морскими отложениями, охарактеризованными фауной верхнего карбона и нижней перми. В этом разрезе согласно залегают (снизу вверх):

1. Базальный конгломерат, трансгрессивно покрывающий граниты шмаковского батолита в нижнем течении р. Угодинза. Мощность 50 м.
2. Грубослоистые песчано-глинистые породы, черные углистографитистые сланцы с линзами конгломерата. Мощность 500 м.
3. Тонкослоистые песчано-глинистые сланцы, светлосерые кварцитовидные песчанистые сланцы и темносерые и черные слоистые кремнистые сланцы, аналогичные кремнистым сланцам «шкотовской» свиты южного Приморья. Мощность до 700 м.
4. Туфогенный конгломерат (в основании горизонта, мощность от нуля до 50 м) и желтые аркозовые песчаники с примесью туфового материала. В них содержатся мощные линзы светлосерых известняков с фауной брахиопод (*Productus peregrinus, Productus cancriniformis, Spiriferella saranae, Spirifer mosquensis, Munella orientalis, Spirifer striatus, Spiriferina cristata, Rhynchonella Krotowi, Marginifera typica, Munella supermosquensis*), мшанок (*Fenestella*) и фораминифер (*Neoschwagerina*), указывающей на принадлежность этих слоев к верхам карбона или нижним горизонтам нижней перми. Мощность четвертого горизонта — около 200 м. С этим горизонтом, повидимому, сопоставляются рифогенные криноидные известняки нижнего течения р. Угодинза, в которых в 6 км к северо-западу от пос. Угодинза найдены мшанки *Polypora* sp. и *Fenestella rhomboidea* Nikif. var. *junctus* Novik., являющаяся руководящей формой швагеринового горизонта верхов верхнего карбона западного склона Урала, в сопровождении нижнепермских фораминифер (определения М. И. Шульга-Нестеренко по сборам А. Ф. Калмыкова).
5. Конгломераты и черные известково-глинистые сланцы с пелециподами, мшанками (*Fenestella*) и членниками морских лилий. Мощность 120—150 м.
6. Буровато-желтые аркозовые песчаники, песчанистые сланцы, туфогенные известковистые аркозовые песчаники, известково-глинистые сланцы, туффиты, линзы известняков. В туффитах, известняках и мергелистых сланцах содержится фауна нижнепермских брахиопод (*Paramarginifera peregrina, Neospirifer fasciger, Camarophoria margaritowi, Strophalosia paradoxa, Chonetes sequicostata* и др.) и кораллов. Нами в известняках верхнего течения р. Угодинза в 3 км к востоку от поселка «52-й километр», принадлежащих, вероятно, к этому же горизонту, найдены брахиоподы, мшанки *Polypora* aff. *tuberculifera* Sch.-Nest. (руководящая форма стерлитамакского или бурцевского горизонта P_1^1, определенная М. И. Шульга-Нестеренко),

кораллы *Monilopora dendroides* Joh., *Plerophyllum* sp., *Waagenophyllum indicum* var. *Kuetchowense* Huang., *W.* aff. *mixtum* (Mansuy), *Wentzelella* aff. *yokoyamai* (Ozawa), *W. socialis* (Mansuy), *W.* aff. *canalifera* (Mansuy), *W.* aff. *wynnei* (Waagen et Wentzel), *Stylidophyllum* aff. *variabile* Gerth. Кораллы родов *Waagenophyllum* и *Wentzelella* указывают, по определению Т. А. Добролюбовой, на верхи нижней перми. В целом возраст описываемого горизонта определяется как нижняя пермь. Мощность 350 м.

7. Бурые и черные глинистые сланцы и песчаники. Мощность 400 м.

Местами обнажаются еще более высокие горизонты верхнего палеозоя — зеленоватые туфогенные песчаники и сланцы мощностью до 400—500 м.

Таким образом, в разрезах этой части Даубихинской зоны развиты нормальные осадочные породы с несколькими горизонтами вулканических туфов и туффитов, эквивалентных эффузивным толщам северной и южной частей Даубихинской зоны.

На юге осадочные и эффузивные породы выходят в ядрах двух антиклинальных складок, усложняющих структуру Даубихинской зоны в верховьях рек Супутинки и Майхэ (Медведев, 1948-ф).

Триасовые, а также нижне- и среднеюрские отложения особенно характерны для Даубихинской зоны и представлены в ее южной части верхним, средним, а местами и нижним триасом, а в средней и северной частях — только верхним триасом и лейасом (Кипарисова, 1947). Для восточного и западного побережьев Амурского залива, включая северную половину полуострова Муравьева-Амурского, где триас составляет западное крыло Муравьевского антиклинория, И. В. Бурий установил следующий разрез (Бурий, 1950-ф; определения фауны сделаны Л. Д. Кипарисовой). На верхнепалеозойских отложениях этого антиклинория, прорванных гранитами, с размывом и угловым несогласием залегают:

1. Базальные конгломераты триаса, в гальке которых встречаются известняки пермского возраста и граниты. Выше конгломераты постепенно сменяются песчаниками и сланцами, содержащими фауну скифского яруса T_1: *Pseudomonotis (Eumorphotis) multiformis* Bitt., *Anodontophora* cf. *canalensis* (Cat.), *Myalina* cf. *schamarae* Bitt., *Proptychites hiemalis* Dien., *Pr.* cf. *otoceratoides* Dien., *Glyptophiceras* aff. *tobisinense* Kipar., *Ophiceras* cf. *dharma* Dien. Мощность до 30 м.
2. Выше, с незначительным размывом и угловым несогласием, устанавливаемым по р. Лянчихэ, залегают морские отложения анизийского яруса T_1: а) конгломераты, мощностью 40 м; б) тонкозернистые и мелкозернистые плитчатые песчаники, местами известковистые, с фауной *Myophoria* sp., *Anodontophora* sp., *Leda* sp. и др., мощностью 130 м; в) черные алевролиты с прослоями известковистых мелкозернистых песчаников. Мощность алевролитового горизонта 45 м; г) пятнистые зеленовато-серые сланцевые песчаники с прослоями тонкоплитчатых алевролитов, с фауной *Sturia, Gymnites,* мощность 280 м.; д) кварцитовидные песчаники светлосерого и белого цвета, иногда с гальками, содержат фауну: *Myophoria laevigata* (Ziet.), *Anodontophora fassaensis* (Wissm.), *Spiriferina* sp., *Rhynchonella* sp., мощность 30 м. Общая мощность горизонтов «а-д» более 500 м
3. Выше, также с размывом, залегают отложения ладинского яруса T_2^2: а) базальный горизонт мелкогалечного конгломерата и ракушеч-

ника с прослоями известковистых песчаников, мощность горизонта от 5 до 60 м; б) плитчатые сланцеватые песчаники и песчанистые алевролиты, с фауной *Daonella* sp., *Halobia* sp., *Lima ussuriensis* Vor. Мощность 300—330 м; в) так называемые даонелловые сланцы — темносерые и черные алевролиты и тонкоплитчатые песчаники с фауной *Daonella kotoi* Mojs., *D. sakawana* Mojs., *D.* cf. *densisulcata* Yabe et Schimizu, *Leda* aff. *sulcellata* Bitt., *Lingula* sp., мощность 40 м; г) аркозово-кварцевые песчаники с прослоями и галькой алевролитов, мощность горизонта песчаников от 165 до 270 м; д) темносерые алевролиты с прослоями песчаников и аргиллитов, с фауной *Daonella* sp., мощность 120—140 м. Общая мощность горизонтов «а—г» — более 800 м.

Три вышеописанные свиты (T_1—T_2^2) были объединены В. З. Скороходом под названием майхинской свиты.

Выше, с явным угловым несогласием, залегают отложения верхнего отдела триаса:

4. Континентальные отложения так называемого монгугайского яруса (T_3^1а), представленные в нижней части базальным горизонтом мелкогалечных конгломератов и брекчий, имеющим мощность до 100 м. Выше конгломераты постепенно сменяются толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями каменного угля и с флорой *Neocalamites Carrerei* (Zeill) Halle, *Cladophlebis haiburnensis* L. et H., *Taeniopteris ensis* Oldh., *T. spathulata* Mc Clell., *T. stenophylla* Kryscht. Мощность до 600 м.
5. Выше с размывом и небольшим угловым несогласием залегает свита песчаников, алевролитов и аргиллитов с фауной верхней части карнийского яруса (T_3^1в): *Pseudomonotis scutiformis* Tell., *P. scutiformis* var. *typica* Kipar., *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Pecten subhiemalis* Kipar., *Halobia* ex gr. *zitteli* Lindst., *Gryphaea* cf. *Keilhacki* Böhm., *Pseudomonotis (Claraia)* sp., *Zetleria* cf. *Kolymaensis* Moiss., *Lima* sp. Мощность — более 225 м.
6. С размывом на предыдущей свите залегает вторая свита континентальных отложений с пластами каменного угля. Она начинается базальным конгломератом мощностью до 150 м, который кверху сменяется тонкоплитчатыми аркозово-туфогенными песчаниками с прослоями алевролитов. В песчаниках много грубых растительных остатков. Мощность свиты до 300 м.
7. Выше, также с размывом, залегает свита морских отложений норийского яруса (T_3^2) — песчаники и алевролиты с фауной *Pseudomonotis ochotica* (Keys.), *P. yakutica* Tell., *Fedaiella* cf. *kolymica* Kipar. В разрезе по р. Амба-Бира эта свита залегает трансгрессивно непосредственно на угленосных отложениях монгугайского яруса T_3^1а. Мощность свиты — 180 м. Выше с большим размывом залегают нижнемеловые отложения никанского яруса. Последние четыре свиты (T_3^1а — T_3^2) соответствуют так называемой псевдомонотовой свите Г. П. Воларовича. Несогласия и перерывы во всем комплексе триасовых отложений южной части Даубихинской зоны не очень велики и многие из них устанавливаются только при детальном картировании.

Морской нижний и средний триас имеется в бассейне рек Майхэ и Супутинка и верховьев р. Лефу, но дальше к северу уже неизвестен (Медведев, 1948-ф). К востоку от Ворошилова на р. Раковке установлен

следующий разрез триаса и юры (Овсянников, 1929; Финкельштейн, 1940-ф; Кульжинская-Воронец, 1937):

1. Темносерые и черные глинистые сланцы с прослоями конгломератов, песчаников, углистых сланцев и угля; в верхах свиты найдена фауна норийского яруса T_3^2 (*Pseudomonotis ochotica* Keys., *P.* cf. *multiformis* Bitt., *Pecten (Eupecten)* cf. *hiemalis* Tell., *Lima subpunctata* d'Orb., *Palaeoneilo subcarinata* (d'Orb.). Мощность 200 м.
2. Зеленые и зеленовато-серые тонко- и мелкозернистые песчаники с прослоями черных глинистых сланцев. Мощность 500—550 м.
3. Темносерые сланцы и песчаники, с флорой монгугайского типа (*Taeniopteris stenophyllum* Krysht., *T. ensis* Oldh., *Neocalamites Carrerei* (Zeill.) Hall., *Schizoneura* sp.). Возраст свиты — рэт T_3^2 — низы лейаса J_1. Мощность 150 м.
4. Серые и темносерые массивные среднезернистые песчаники с фауной иноцерамов, отнесенной Н. С. Воронец к верхам лейаса J_1 (ааленский ярус) — *Inoceramus* cf. *aequicostatus* Voronetz, *In. formosulus* Voronetz, *In. ussuriensis* Voronetz, *In. skorochodi* Voronetz, *In. depressus* Münster, *In.* aff. *porrectus* Eichw. Мощность 500—600 м.
5. Выше, в неясных взаимоотношениях с предыдущей свитой залегают песчаники с *Trigonia* ex gr. *costata* и *Gervillia* sp., по Н. В. Воронец байосского облика (J_2^1).

В средней части Даубихинской зоны на левобережье р. Даубихэ в районе пос. Яковлевка и верховьев р. Угодинза нами выяснен следующий разрез триаса (определения фауны сделаны Л. Д. Кипарисовой):

1. Темносерые и черные аргиллиты, углисто-глинистые сланцы и аркозовые песчаники. З. В. Сидоренко указывает в сланцах растительные остатки мезозойского возраста (*Podozamites, Neocalamites* — монгугайский ярус T_3^1 a?).
2. Выше с размывом на этих и на пермских отложениях залегают конгломераты, и затем—бурые слюдистые песчаники с прослоями более светлых аркозовых песчаников и вулканических туфов. Мощность конгломератов варьирует от нуля до 100 м, состав его изменчив. Местами конгломерат состоит из окатанных кусков нижнепермского известняка, сцементированных песчанистым цементом. В верхней части свиты залегают слои песчанистых сланцев с фауной верхов карнийского яруса (T_3^1 b): *Pseudomonotis scutiformis* var. *typica* Kipar., *Pecten* cf. *subhiemalis* Kipar., *Oxytoma* cf. *mojsisovicsi* Tell., *Oxytoma* ex gr. *mojsisovicsi* Tell., *Myophoria laevigata* Ziet., *Halobia* ex gr. *zitteli* Lindst. Мощность около 500 м.
3. Чередование бурых, зеленоватых и серых глинистых сланцев и песчано-глинистых сланцев, содержащих известково-глинистые фосфатизированные конкреции. Этот характерный горизонт содержит обильную фауну норийского яруса T_3^2 (*Pseudomonotis ochotica* Keys., *P. ochotica* var. *densistriata* Tell., *P. ochotica* var. *aequicostata* Kipar., *P. ochotica* var. *eurhachis* Tell., *P.* aff. *cycloidea* Tell., *P. yakutica* Tell., *Pecten* (*Entolium*) aff. *ceruleus* Smith., *Posidonia* sp., *Lima* sp., *Spiriferina* sp. indet.). Мощность 100 м.
4. Светлосерые желтоватые мелкозернистые и среднезернистые песчаники. В нижней части свиты имеются песчано-глинистые сланцы с фауной норийского яруса T_3^2 (*Pseudomonotis ochotica* Keys., *Rhynchonella* sp.). Мощность свыше 300 м.

5. Красновато-фиолетовые песчаники и сланцы, возможно континентального происхождения (рэт T_3^3 ?). Мощность до 200 м.

Триас в этом районе трансгрессивно перекрыт порфиритами, принадлежащими, вероятно, к меловой системе.

Дальше к северу эта полоса триаса прослеживается через бассейн р. Шитухэ в бассейн р. Тудо-Вака, где Н. А. Беляевским и Л. Д. Кипарисовой у с. Малиново установлен следующий разрез (Беляевский, 1949-ф): 1) черные и серые алевролиты с пропластками среднезернистых граувакковых и аркозовых песчаников (200 м); 2) угленосная свита — светлосерые и темносерые аркозовые песчаники, переслаивающиеся с серыми алевролитами и аргиллитами, пропластками углистых сланцев и углей; свита охарактеризована флорой монгугайского яруса — *Neocalamites* sp., *Podozamites latifolius* Heer., *P.* cf. *P. distans, Clathropteris meniscoides* Brong., *Cladophlebis denticulata* (Brong.) Font., *C. argutula* Heer., *Gingko sibirica* Heer., *Erethmophyllum saighanense* (Sew) Thom. (определения А. Н. Криштофовича), мощность 100 м; 3) черные и серые аркозовые песчаники с зернами черного аргиллита и прослоями темных аргиллитов и алевролитов, с фауной норийского яруса T_3^2 — *Pseudomonotis ochotica* Keys., *P. ochotica* var. *pachypleura* Tell., *P. ochotica* var. *ambigua* Tell., *P. ochotica densistriata* Tell., *P. ochotica* var. *eurachis* Tell. Мощность около 300 м; 4) немая свита алевролитов и песчаников, сходных с породами предыдущей свиты. Мощность 200—300 м.

Полоса триаса протягивается, по Н. А. Беляевскому и О. К. Чедия, вплоть до правобережья Имана. Дальше она сходит на нет и прогиб Даубихинской зоны сменяется тектоническим швом по границе Хорско-Хабаровской зоны и Главного антиклинория Сихотэ-Алиня.

Верхнеюрские отложения в Даубихинской зоне не отмечены, а нижнемеловые осадочные породы имеют распространение на юге, в синклинальном прогибе, протягивающемся на 50 км от Амурского залива (полуостров Речной, полуостров Де-Фриз, Подгородненское месторождение) к Суражевке.

Разрез угленосных нижнемеловых отложений и низов верхнего мела, характерный для этого прогиба, приведен в табл. VI. К низам верхнего мела, вероятно, принадлежит значительная часть порфиритовых покровов, развитых на р. Даубихэ и в других местах.

Более высокие горизонты верхнего мела известны в пределах Ново-Покровской брахисинклинали к югу от хребта Синего (пестроцветные песчаники верховьев р. Телянзы, первоначально отнесенные М. Г. Золотовым к пермской системе) и в небольшой Верхне-Даубихинской депрессии, которая расположена на р. Даубихэ и нижнем течении р. Телянзы и хорошо выражена в современном рельефе. Верхне-Даубихинская мульда заполнена континентальными осадками так называемой «достоевской» свиты, палеогеном и четвертичными отложениями. Обнаруженная А. К. Матвеевым около сел. Достоевки угленосная «достоевская» свита, по данным М. Г. Золотова и др., трансгрессивно залегает на порфиритах (относящихся, вероятно, к низам верхнего мела) и, в свою очередь, перекрывается покровом кварцевого порфира.

В основании «достоевской» свиты залегают конгломераты, ее средняя часть сложена буровато-серыми полимиктовыми и глинистыми песчаниками с линзами мелкогалечных конгломератов, а верхняя часть— песчаниками и углистыми сланцами с прослоями каменного угля. Из этой свиты Б. М. Штемпель определил *Asplenium dicksonianum* Heer., *Cladophlebis septentrionalis* Hollick., *Sphenopteris appendiculata* Heer.,

Glyptostrobus groenlandicus Heer., *Thuia* cf. *cretacea* (Heer.) Newberry, *Trochodendroides sachalinensis* Krysht., *Nordenskioldia sachalinensis* St. — формы, аналогичные верхнемеловой флоре гиляцкого яруса о-ва Сахалина (турон) и «партизанской» свиты Тетюхинского района. Мощность «достоевской» свиты не менее 300 м (Золотов, 1940-ф; Матвеев, 1939-ф).

Кварцевые порфиры, иногда в сопровождении туфов и кварцевых порфиритов, имеют распространение в разных частях Даубихинской зоны, в особенности в верховьях р. Лефу. Их возраст определяется по налеганию на «достоевскую» толщу, установленному в горных выработках, и на основании аналогии с другими районами Приморья. Подобно так называемым ольгинским порфирам восточного склона Сихотэ-Алиня, они принадлежат к верхним горизонтам верхнего мела.

Континентальные осадочные породы палеогена и неогена довольно широко представлены в небольших кайнозойских депрессиях, вытянутых приблизительно в том же направлении, как и мезозойский прогиб Даубихинской зоны. Это, прежде всего, Угловская мульда (бухта Угловая, г. Артем), продолжающаяся к Амурскому заливу и Тавричанке, затем палеогеновая мульда в верхнем течении р. Супутинки и уже упоминавшаяся Верхне-Даубихинская мульда на р. Даубихэ и ее притоке р. Телянзе.

В пределах Угловской котловины разрез третичных отложений, изученный Б. М. Штемпелем, Г. М. Власовым, В. В. Медведевым, представляется в следующем виде. Несогласно на мезозое залегает гораздо слабее дислоцированный палеоген: а) базальные конгломераты (20—300 м); б) угленосная свита, состоящая из глин и песков с пластами бурого угля (мощность свиты 170—350 м); в) глинисто-сланцевая свита, представленная 340-метровой однообразной толщей серых аргиллитов с пресноводной, а в некоторых случаях, может быть, и морской фауной и с растительным детритусом. Выше с размывом залегает неогеновая песчано-глинистая свита с прослоями лигнитов; мощность этой свиты 600 м.

Еще более молодая суйфунская свита, широко распространенная не только в этих котловинах, но и на широкой площади Суйфунской и Уссурийско-Ханкайской низменностей, залегает с размывом и несогласием на всех вышеописанных свитах и представлена песками, галечниками и глинами общей мощностью от 80 до 300 м. В Угловской котловине отложения суйфунской свиты состоят главным образом из песчаных туффитов и туфов и содержат отпечатки растений, которым А. Н. Криштофович приписывает неогеновый, вероятно плиоценовый возраст (Медведев, 1948-ф; Власов, 1949-ф; Криштофович, 1946).

Третичные отложения с лигнитами (неоген?) известны в депрессиях северной части зоны на р. Шитухэ и близ слияния рек Эльдо-Вака и Тудо-Вака у пос. Орехово (Беляевский, 1949-ф, 1950-ф).

Плиоценовые и древнечетвертичные базальты южной части зоны и четвертичные аллювиальные отложения по долинам Даубихэ и других рек заканчивают стратиграфию описываемой зоны.

Большинство интрузий Даубихинской зоны принадлежит к возрастным аналогам гродековского батолита (верхняя пермь — триас?) и к числу так называемых верхнемезозойских интрузий, прорывающих верхний триас. К первой группе, повидимому, относятся граниты р. Вака между пос. Ракитное и Ново-Троицкое и граниты верховьев Даубихэ и Телянзы. Эти граниты примыкают к границе Ханкайского массива и рвут верхний палеозой или более древний шмаковский интрузив, не зат-

рагивая мезозоя. Граниты у ж.-д. станции Кипарисово в южной части зоны трансгрессивно покрываются нижним триасом. К числу верхнемезозойских интрузий относятся граниты и гранодиориты Марьяновского массива, Яковлевского массива и других (Сидоренко, 1951-ф). В северной части зоны встречаются ультраосновные интрузии.

Тектоническая структура Даубихинской зоны сформирована в основном в результате мезозойской складчатости. Верхний палеозой, триас, юра и нижний мел дислоцированы интенсивно, с образованием складок, линейно вытянутых по простиранию Даубихинской зоны. Углы падения слоев, наблюдаемые в пермских и триасовых отложениях, обычно лежат в пределах 30—70°, в нижнемеловых отложениях 20—30°, иногда больше.

Верхний мел и палеоген дислоцированы в общем гораздо слабее, а неоген суйфунской свиты, покровы базальтов и четвертичные отложения залегают практически горизонтально.

Складчатая структура северной части Даубихинской зоны состоит из двух структурных элементов: а) Шитухэ-Ханихезского синклинория, которому соответствует полоса верхнего триаса р. Шитухэ, нижнего течения р. Тудо-Вака и р. Ханихезы, впадающей в Иман у сел. Ново-Покровка; б) сложенной верхним палеозоем моноклинали, которая усложнена дополнительными складками и протягивается по западному краю зоны на границе с Ханкайским массивом.

В средней части зоны эта сравнительно простая структура заметно усложняется. Прогиб Шитухэ-Ханихезского синклинория в области междуречья Шитухэ и Улухэ расщепляется на три сложных синклинали: Нижне-Шитухинскую, Марьяновскую и Яковлевскую (Яковлевский синклинорий), между которыми появляются две антиклинали, сложенные верхним палеозоем. Оси всех этих структур, кроме Яковлевского антиклинория, воздымаются в юго-западном направлении по мере приближения к Ханкайскому массиву.

Большое развитие получают продольные разрывные нарушения типа надвигов по границе этих синклиналей и антиклиналей и по границе более значительной из этих антиклиналей с породами Ханкайского массива в верхнем течении реки Угодинза и на северном склоне хребта Синего. Яковлевский синклинорий, подобно синклинорию Шитухэ-Ханихезскому, примыкает к главному антиклинорию Сихотэ-Алиня и сложен главным образом отложениями верхнетриасового возраста. Повидимому, структура этого синклинория центроклинально замыкается в среднем течении Телянзы и в истоках Даубихэ, где появляются доверхнетриасовые граниты и, на водоразделе Даубихэ и Лефу — верхний палеозой.

Прогибание Даубихинской зоны сказалось в постумных движениях, с которыми связаны небольшие третичные впадины р. Вака, р. Шитухэ и Верхне-Даубихинской мульды, наложенной на более сложную структуру юго-западной части Яковлевского синклинория и заполненной континентальными отложениями верхнемеловой «достоевской» свиты и палеогена и современным аллювием. Углы падения в «достоевской» свите достигают у краев этой мульды 20—45°.

Сочленение пликативных структур средней и южной частей Даубихинской зоны не особенно ясно вследствие широкого развития почти недислоцированных покровов порфиров (Cr_2—Pg) и базальтов в области водораздела верховьев рек Даубихэ и Лефу. В южной части Даубихинской зоны выделяется несколько сложно построенных антиклиналей и синклиналей, имеющих северо-восточное простирание. Это — группа антиклиналей и синклиналей на р. Раковке к востоку от Ворошилова, сложенных верхним триасом и юрой, и две довольно крупные антикли-

нали в истоках р. Лефу и в области водораздела рек Супутинки и Майхэ. Ядра этих антиклиналей сложены верхним палеозоем, крылья — триасом и юрой. Антиклинали имеют простирание северо-восточное, приближающееся к широтному, и, повидимому, на востоке смыкаются с Муравьевским антиклинорием под базальтами истоков Лефу и Тудагоу. Северные крылья антиклиналей разорваны с образованием крупных надвигов палеозойского ядра на мезозой.

Особое положение в структуре южной части Даубихинской зоны занимает уже упомянутый прогиб, протягивающийся от северного берега Амурского залива к Суражевке и заполненный континентальными отложениями нижнего мела и низов верхнего мела. Этот прогиб параллелен Муравьевскому антиклинорию и отделен полосой триаса от выходов верхнего палеозоя осевой части антиклинория. Триас интенсивно дислоцирован и с угловым несогласием и значительным размывом перекрыт меловым комплексом осадочных пород.

По И. В. Бурию, в северной части полуострова Муравьева-Амурского меловые отложения района Подгородненского угольного месторождения образуют большую синклиналь северо-восточного простирания. Юго-восточное крыло этой синклинали имеет углы падения 10—12°; на востоке за р. Песчанкой они становятся более крутыми (до 45—50°). Это крыло в центральной части месторождения усложнено дополнительной небольшой синклиналью и антиклинальным перегибом с углами падения на крыльях от 5 до 8°. Северо-западное крыло большой синклинали имеет углы падения 20—25°. Встречены нарушения типа крутых сбросов северо-восточного простирания.

В районе Суражевки угленосный нижний мел также залегает с угловым несогласием на верхнем триасе и образует крупную синклиналь северо-восточного простирания. Юго-восточное крыло синклинали крутое и осложнено целым рядом нарушений взбросового характера двух направлений — северо-западного и северо-восточного. Северо-западное крыло синклинали более пологое (И. В. Бурий, Тр. ДВБАН, 1948).

Ось нижнемелового синклинального прогиба испытывает погружение в юго-западном направлении. В северной части Амурского залива меловой комплекс выходит на полуостровах Речном и Де-Фриз и в районе Подгородненского месторождения, занимая, таким образом, всю ширину залива (12 км). Позднейшие прогибания, происходившие приблизительно в этом же участке, привели к образованию Угловской мульды (с ее вероятным продолжением к Тавричанке) и опусканию площади Амурского залива. Позднейшие дислокации были причиной довольно сложных нарушений по краям кайнозойской впадины (сложная сеть сбросов и складки с углами наклона третичных слоев до 45° в районе Тавричанки, синклиналь с углами падения крыльев 10—15° на западном берегу Амурского залива), а в пределах самой Угловской котловины сформировали правильную мульду северо-восточного, почти широтного простирания с полого падающими крыльями. На южном крыле мульды углы падения не превышают 15°, на северном — 20—30°. По геофизическим данным, глубина погружения мезозойского фундамента в центре мульды определяется в 1300 м (Медведев, 1948-ф).

5. МУРАВЬЕВСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Муравьевский антиклинорий протягивается от о-ва Рикорда и о-ва Русского на северо-восток вдоль п-ова Муравьева-Амурского и далее в район нижнего течения р. Батальянзы, бассейн р. Майхэ и р. Тудагоу.

где он смыкается с Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня. Соединение этих двух антиклинальных структур не могло быть выяснено, так как в области их сочленения выходят главным образом граниты и, кроме того, имеют большое распространение молодые базальты, перекрывающие складчатую структуру.

Юго-западная часть антиклинория уже давно описана П. В. Виттенбургом (1916) и М. К. Елиашевичем, а северная часть — Д. И. Мушкетовым (1910) и другими. Из позднейших геолого-съемочных работ следует упомянуть съемки И. В. Бурия (1950-ф), В. И. Жерехова и др. (1942-ф) и Лобачева (1949-ф). Стратиграфические и палеонтологические данные опубликованы в трудах А. Н. Криштофовича, Б. М. Штемпеля, Л. Д. Кипарисовой, Г. Н. Фредерикса, К. Динера, А. Битнера и др.

По оси антиклинория выходят верхнепалеозойские граниты (о-в Русский, р. Седанка) и отложения верхнего карбона (песчаники, сланцы с флорой) и нижней перми (эффузивно-туфогенная свита, известняки с брахиоподами, кварцевые порфиры с пачками туфов и кремнисто-глинистых сланцев). Крылья антиклинория сложены отложениями верхней перми (конгломераты с прослоями песчаников и сланцев на р. Майхэ) и триаса, представленного всеми тремя отделами. Разрез триасовых отложений северо-западного крыла антиклинория, типичный для всей южной части Даубихинской зоны, уже приводился на предыдущих страницах по данным И. В. Бурия. Нижний и средний триас представлен в морских фациях, верхний триас — как континентальными, так и морскими отложениями. Северо-западное крыло антиклинали полуострова Муравьева-Амурского более крутое; так, например, на р. Лянчихэ триасовые песчаники имеют падение на северо-запад под углом 45—50°. На юго-восточном крыле нижний и средний триас протягивается прерывистой узкой полосой по берегу Уссурийского залива, имея, например, у бухты Китовой падение на юго-восток под углом 20—25°, местами 45°.

Дальше к северо-востоку, в нижнем течении р. Майхэ, антиклинорий подразделяется на две антиклинальные складки, сложенные верхним палеозоем (с углами падения на крыльях 20—40°). Между ними имеется синклиналь, которую составляют отложения нижнего и среднего триаса. Еще дальше складчатые структуры антиклинория скрываются под большим базальтовым покровом верховьев р. Тудагоу и р. Сучан, закрывающим также и всю северную часть Сучанской синклинальной тектонической зоны, расположенной к востоку от Муравьевского антиклинория. Базальты приурочены здесь к пологому поднятию, осложняющему общее сводовое поднятие Сихотэ-Алиня. Забронированная базальтами поверхность миоценового пенеплена с кое-где сохранившимися континентальными отложениями нижнетретичного возраста (так называемой анучинской свиты) приподнята в центре Тудагоу-Сучанского свода более чем на 500 м. Отметки поверхности базальтового плато достигают в средней части свода 800—950 м над уровнем моря. По типу деформаций (пологое коробление земной коры) и по своей новейшей геологической истории Тудагоу-Сучанский свод аналогичен уже описанному своду, возникшему у западной границы Приморья между Суйфуном и Хуньчуньхэ.

Муравьевский антиклинорий прорван, во-первых, верхнепалеозойскими гранитами, гранодиоритами и граносиенитами (массивы гранитоидов о-ва Русского, р. Седанки, р. Лянчихэ) и, во-вторых, верхнемезозойскими гранитами (массив Озерные Ключи в окрестностях Артема), прорывающими триас и присутствующими в гальке нижнемеловых конгломератов. Возраст верхнепалеозойских гранитоидов хорошо устанавливается

благодаря их активному контакту с нижнепермскими отложениями и, с другой стороны, трансгрессивному перекрытию этих гранитов на о-ве Русском базальными конгломератами нижнего триаса и присутствию гальки и валунов гранита в нижнетриасовых конгломератах р. Лянчихэ и побережья Уссурийского залива. Эти факты, указывающие на донижнетриасовый возраст гранитов, уже давно были отмечены П. В. Виттенбургом, А. Либусом, А. Н. Криштофовичем и в дальнейшем подтверждены И. В. Бурием, В. И. Жереховым и нашими маршрутными наблюдениями совместно с М. Г. Руб (Виттенбург, 1916; Бурий, 1950-ф; Жерехов, 1942-ф; Liebus, 1921). В соседней части Даубихинской зоны гранитный массив у ж.-д. станций Кипарисово и Надеждинская также трансгрессивно перекрывается базальными конгломератами триаса, содержащими фауну скифского яруса T_1 и гальку этих гранитов (Медведев, 1948-ф).

С этой (пфальцкой?) тектоно-магматической фазой мы и связываем не только образование интрузий полуострова Муравьева-Амурского, но и внедрение крупных батолитов — Гродековского и других — характерных для Ханкайского массива и некоторых частей Даубихинской зоны.

Муравьевский антиклинорий интересен тем, что на примере этой структуры, если ее рассматривать совместно со смежными частями Даубихинской и Сучанской синклинальных зон, особенно хорошо доказывается длительный и унаследованный процесс формирования тектоники Сихотэ-Алиня.

Первичное поднятие на месте антиклинория полуострова Муравьева-Амурского, несомненно, возникло уже в перми, когда здесь располагались центры вулканической деятельности нижнепермской эпохи и происходили интрузии вышеописанных гранитов. В начале триаса эта зона поднятий уже давала обильный обломочный материал, присутствующий в виде валунов, галек и аркозового детритуса в конгломератах и песчаниках нижнего триаса на обоих крыльях антиклинального поднятия. Материал сносился с этого поднятия как на северо-запад, так и на юго-восток. Формирование складчатой структуры продолжалось в течение всего триаса и отразилось в серии больших и малых угловых и географических несогласий внутри триасовой толщи, хорошо установленных И. В. Бурием благодаря детальным съемкам в районе Подгородненского месторождения (см. описание разреза триаса южной части Даубихинской зоны).

В юре последовало общее поднятие и внедрение гранитных интрузий (в районе Артема).

В нижнемеловую эпоху и в первой половине мела рядом с поднятиями в зоне антиклинория происходили противоположные (контрастные, компенсационные) процессы погружения в области прогибов, из которых один протягивался от Амурского залива к Суражевке, а другой находился в области нынешнего Уссурийского залива. Нижний мел с резким несогласием перекрывает складки триаса на северо-западном крыле антиклинория. По присутствию обломков гранита Артемовского массива (Озерные ключи) в нижнемеловых конгломератах устанавливается и направление сноса материала, поступавшего из области антиклинория в эти прогибы.

Прогибание в вышеописанных зонах продолжалось, хотя и в несколько изменившихся контурах, в нижнетретичное время и в начале неогена, когда сформировались континентальные толщи, заполнявшие Угловскую котловину. Об этом свидетельствуют, в частности, характерные фациальные изменения в угленосных отложениях палеогена от периферии к

центру мульды — уменьшение количества грубообломочного материала, замена песчаных фаций фациями глинистыми, увеличение мощности пластов угля.

В верхнетретичное время складчатостью, хотя и не очень интенсивной, были охвачены и эти отложения Артемо-Тавричанской впадины, примыкавшей с северо-запада к Муравьевской антиклинали, которая целиком представляла в это время область поднятия и размыва.

Современный рельеф и распространение четвертичных отложений указывают, что и в новейшее время в осевой зоне антиклинали от водораздела рек Майхэ и Батальянзы (высоты до 300—400 м) до середины полуострова Муравьева-Амурского (высоты до 450 м над уровнем моря) имелись участки относительного поднятия, тогда как две впадины, расположенные к юго-западу и юго-востоку от этой зоны — 1) Угловская котловина с Амурским заливом, 2) низовья Майхэ с Уссурийским заливом — являются зонами опускания и накопления осадков. Глубина заливов по осям этих депрессий достигает 20—62 м. Низовье Майхэ и бассейн Батальянзы у озер Пауза, Эль-Пауза и по р. Болотной характеризуются широким развитием болот по речным долинам, в связи с продолжающимся погружением местности. В северной части Уссурийского залива имеются затопленные речные террасы, указывающие на современные движения (Мушкетов, 1910; Лобачев, 1949-ф).

Таким образом, в районе Муравьевского антиклинория удается установить длительное сохранение общего плана дифференциальных тектонических движений с начала мезозоя до наших дней и проследить последовательные этапы формирования мезозойской складчатой структуры и миграции складчатости от поднятия в зону прогиба, сохранившуюся в кайнозое и дислоцированную благодаря движениям верхнетретичной эпохи. В других частях Сихотэ-Алиня степень унаследования мезозойских дислокаций в движениях кайнозойской эры оказывается гораздо слабее, но для характеристики этапов формирования складчатых структур верхоянского цикла разобранный нами пример является одним из самых типичных.

6. СУЧАНСКАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Сучанская синклинальная тектоническая зона располагается между Муравьевским антиклинорием и южной частью Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Она включает в себя район между Уссурийским заливом и средним и верхним течением р. Сучан, т. е. бассейны рек Шитухэ, Цимухэ. В составе этой зоны мы рассматриваем остров Аскольд и часть о. Путятин. Значительная площадь Уссурийского залива также по существу должна рассматриваться как часть Сучанской зоны.

Для Сучанской зоны характерно распространение триасовых, юрских и, в особенности, меловых отложений, которые хорошо изучены в районе Сучанского угольного месторождения (Павлов, 1925, 1930; Перепечина и Шехунов, 1939; Ткалич, 1938; Берсенев, 1949-ф) и на побережье Уссурийского залива в районе сел. Петровка и др. (Кириллов, 1940-ф; Беляевский и Принада, 1947-ф; Николаев, 1948-ф). Северная часть зоны перекрыта базальтами вышеописанного Тудагоу-Сучанского свода, которые описаны В. Н. Даниловичем (1932).

Докембрий и верхний палеозой выступают в отдельных горстово-антиклинальных поднятиях в южной части зоны на полуострове Дунай и на островах Аскольд и Путятин. Мы не будем касаться этих образований, поскольку они тождественны докембрию и палеозою соседнего

Таудеминского поднятия, рассматриваемого в числе структур Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (см. ниже).

Триасовые отложения распространены в западной части зоны к юго-востоку от Шкотова и на р. Шитухэ. По Н. А. Беляевскому и В. Д. Принада, триас залегает на верхнем палеозое несогласно, с размывом (о-в Путятин), начинаясь базальными конгломератами, переслаивающимися с песчаниками. Нижний отдел представлен главным образом серыми песчаниками с фауной скифского яруса (T_1) и имеет мощность около 200 м. Средний отдел триаса состоит из темносерых и черных алевролитов и аргиллитов с прослоями серых песчаников и, в средней части отдела, известняков; он также охарактеризован фауной (пелециподы и цефалоподы T_2). Мощность среднего триаса около 300 м. Вверху залегает немой горизонт светлосерых и зеленоватых песчаников с прослоями песчаников, более подробно описанный С. Я. Николаевым и имеющий мощность 23—90 м (T_2?).

Отложения верхнего триаса и нижних горизонтов юры мало распространены на поверхности (темносерые песчаники и алевролиты с флорой монгугайского яруса, 350—400 м; черные алевролиты с пелециподами T_3—J_1). Это, вероятно, связано с тем, что они на больших площадях перекрыты осадками меловой системы.

Юрско-меловые отложения Сучанской зоны изучались наиболее детально в связи с угленосностью этих отложений (табл. VI). Разрез нижнего мела и верхов юры установлен достаточно точно, но к стратиграфическим схемам, принимавшимся до последнего времени для верхнего мела, судя по данным В. Н. Яковлева, необходимы существенные коррективы. В южной части зоны (побережье пролива Стрелок, мыс Чиган и др.) известны все ярусы мальма — фаунистически охарактеризованные отложения келловея (песчаники с белемнитами, с аммонитами *Macrocephalites keewnensis* Böhm. и др.), свита алевролитов, песчаников и сланцев, принадлежащая к оксфорду и киммериджу и, наконец, свита зеленовато-серых песчаников с ауцеллами, относящаяся к титону (портланду). Общая мощность верхней юры более 200 м (Беляевский и Принада, 1947-ф). Верхнеюрские отложения такого же типа имеются на о-ве Аскольд и в западной части острова Путятин.

В районе Сучана разрез юрско-мелового комплекса начинается с так называемой молчановской свиты (50 м), сложенной песчаниками и охарактеризованной фауной ауцелл верхнеюрского возраста. В. Н. Яковлев указывает из этой свиты следующие формы: *Aucella Lindstromi* Soc., *A. paradoxa* Soc., *A. scythica* Soc., *A. rugosa* Fisch., *A. elderensis* Anderson., *A. gabbi* Pavl., *A. hyathi* Pavl., *A. andersoni* Hall., *A. mosquensis* Buch., *A. gracilis* Pavl., которые позволяют ему поднять возраст ключевской свиты (отнесенной прежними исследователями к оксфорду-киммериджу) до средней части портландского яруса верхней юры.

Выше, несогласно залегая на породах верхней юры, располагается ключевская свита, представленная внизу базальными конгломератами, в средней части — серыми песчаниками и темными алевролитами, и в верхней части — главным образом песчаниками с прослоями конгломератов и с фауной крупных ауцелл. Характеристика фауны, определенной из этой свиты, приводится в печатной работе В. И. Бодылевского и указывает на средний валанжин (зона *Polyptichites keyserlingi* или *Tollia stenomphala*, см. Бодылевский, 1943). В. Н. Яковлев (1948-ф) параллелизует с этой свитой отложения нижнего мела Главного синклинория Сихотэ-Алиня, изученные им на р. Янмутьхоуза, на р. Пхусун в районе

Щербаковки и у сел. Нижние Лужки, относимые по фауне ауцелл к верхнему валанжину.

Выше, также с размывом, залегает сучанская угленосная свита, подразделяющаяся на три подсвиты. Нижняя из них, называемая нижней угленосной свитой, имеет общую мощность 350—400 м и состоит из: а) базальных конгломератов небольшой мощности; б) нижнего продуктивного горизонта, который слагается мелкогалечными конгломератами и грубо- или среднезернистыми песчаниками с четырьмя-пятью пластами угля; в) безугольного горизонта песчаников с прослоями алевролитов; г) среднего продуктивного горизонта, который сложен среднезернистыми, реже крупнозернистыми или мелкозернистыми песчаниками и алевролитами и содержит прослои аргиллитов и восемь-десять пластов угля.

Следующая или средняя подсвита сучанской толщи, называемая безугольной, состоит из среднезернистых песчаников и имеет мощность 100—250 м. Третья подсвита, называемая верхней угленосной свитой Сучана (мощность 250—300 м), сложена мелкозернистыми, реже среднезернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами и включает несколько пластов угля, в том числе так называемый пласт Великан.

Флора сучанской свиты, типичная для никанского яруса, содержит следующие формы, определенные В. Д. Принада и другими палеофитологами: слоевцовые растения (*Marchantites* sp.); папоротники *Dicksonia* cf. *saportana* Hr., *Coniopteris acutifolia* Pryn., *C. gracilis* Pryn., *C. sitaensis* Goep., *C. acuminata* Pryn., *Ruffordia sutschanensis* Pryn., *Gleichenia cycadina* Schenk., *Laccopteris* sp., *Onychiopsis latiloba* Font., *O. elongata* (Geyl.) Yok., *O. pluripartita* Pryn., *Cladophlebis austro-ussuriensis* Pryn., *C.* cf. *C. obtusata* Pryn., *C. Dunkeri* Schimp., *C.* cf. *C. Browniana* (Dünk.), *C. sutschanensis* Pryn., *C. plicata* Pryn., *C. denticulata* Brongn., *Sphenopteris sutschanensis* Pryn., *S.* cf. *Ruffordia Goepperti* (Dünk) Sew., *Polypodites sutschanensis* Pryn.; хвощевые *Equisetites* sp. (Rhizoma), *E.* sp. cf. *E. Yokoyamai* Sew.; папоротникообразные семенные растения (*Thinnfeldia* sp.); цикадофиты *Taeniopteris Dawsonii* Sew., *Pterophyllum sutschanensis* Pryn., *Pterophyllum* cf. *ussuriensis* Pryn., *Dictyozamites* cf. *indicus* Oldham, *Nilssonia mediana* (Geek), *N. compta* Phill., *N. orientalis* Hr., *N.* sp. cf. *N. nicanica* Pryn.; гинкговые *Ginkgo* sp., *Baiera longifolia* Pom.; хвойные *Podozamites lanceolatus* L. et. H, *P. angustifolius* (Eichw.), *P. Reinii* Geyl., *Brachyphyllum* sp., *Pagiophyllum orientale* Pryn., *P.* cf. *curvifolium* (Dunk.), *Desmiophyllum* sp., *Sphenolepidium sternbergianum* (Dunk.), *Taxocladus nicanica* Pryn., *Cephalotaxopsis* sp., *Elatocladus manchurica* (Yok.), *E. subramioides* Halle, *E. submanchurica* Yabe et Oishi, *E. crassifolia* Pryn.; кейтониевые (*Sagenopteris cuneiforme* Phill., *Hydropterangium fabaeforme*); двудольные (*Aralia lucifera* Krysht). Появление двудольных, найденных в верхах сучанской свиты, позволяет поднять возраст соответствующих слоев до верхов нижнего мела и датировать ее возраст в целом как апт—альб.

На верхней угленосной свите согласно залегает не очень мощная свита морских отложений, заключающая так называемый надвеликановский горизонт с фауной *Callistina pseudoplana* Yabe et Nagao, *C.* cf. *ussuriensis* Voronetz, *C. sutchanensis* Vor., *Trigonia subkotoi* Voron., *Trigonia* cf. *subovalis* Jimbo, *T.* cf. *T. toyamai* Yeh., *T.* ex gr. *fitchi* Pack., *T. alaeformis* Park. Voronetz, *T. pocilliformis* Yok., *T. hokkaidoana* Yeh., *T. datemasamunei* Yeh. и другой, характерной для так называемых тригониевых песчаников Японии (сеноман). Немного выше по разрезу залегают песчаники с *Perna* sp., похожими на формы из апта Англии, и

Panopaea gurgites Voronetz также аптского облика. В. Н. Яковлев считал возможным относить эту морскую свиту к сеноман-турону. Сравнение со списками фауны, характерными для мела Японии, позволяет остановиться на сеномане, как наиболее вероятном возрасте надвеликановской свиты (Yabe, 1927; Matumoto, 1942—1943).

По прежним данным эта свита без заметного несогласия покрывается так называемой коркинской свитой (мощность 1200 м), состоящей из ржаво-бурых пятнистых «узорчатых» песчаников, шоколадных, бурокрасных, фиолетовых и зеленых алевролитов и туффитов. По В. Н. Яковлеву над морской свитой с тригониями залегает еще одна угленосная свита, так называемая богатырская (120 м), сложенная среднезернистыми песчаниками и алевритами и содержащая на Богатырском участке Сучана рабочие пласты угля. Остатки этой свиты В. Н. Яковлев обнаружил и в районе дер. Петровки на восточном берегу Уссурийского залива, где она, по данным этого автора, трансгрессивно покрывается так называемой петровской свитой с гастроподами (*Campeloma*) и пелециподами (*Corbicula, Unio*). Как показывает изучение списков фауны петровской свиты, в ней представлены такие виды, которые распространены в Северном Китае и встречаются там в нижнем мелу и, частью, в верхнем мелу (Николаев, 1948-ф; Ли, 1952). Свита туфогенных песчаников и коркинская свита узорчатых песчаников и пестроцветных глинистых пород, частично представляющих собою результат переотложения продуктов латеритного выветривания, разделены между собою перерывом, трансгрессивно залегают, по В. Н. Яковлеву, выше петровской свиты и относятся, по его мнению, к верхней части верхнего мела.

Также значительно поднимает возраст этой свиты И. Н. Лобачев, тогда как Н. И. Беляевский и В. Д. Принада относят горизонт узорчатых песчаников и горизонт шоколадных сланцев к нижнему мелу (Cr_1^c и Cr_1^a), а С. Я. Николаев — к нижнему мелу ($Cr_1^?$) и слоям, переходным к верхнему мелу (Cr_{1+2} — горизонт шоколадных сланцев). Нам представляется, что фаунистически охарактеризованный горизонт дер. Петровки может соответствовать морской надвеликановской свите Сучана и принадлежать к нижнему сеноману, а туфогенные песчаники, узорчатые песчаники и шоколадные сланцы — принадлежать к отложениям нижней половины верхнего мела. Об этом говорит, в частности, нижнемеловой облик флоры и многих форм фауны, собранной С. Я. Николаевым и др. в отложениях района Петровки (Николаев, 1948-ф; Кропоткин, Салун и др., 1947-ф).

К мелу относится залегающая выше ранее описанных свит порфиритовая туфо-эффузивная свита (внизу — конгломераты, выше — пироксеновые и роговообманковые порфириты и их туфы). Свита кварцевых порфиритов и их туфов, аналогичная ольгинским порфирам, имеет распространение главным образом в северной части Сучанской зоны и может быть отнесена к сенону и датскому ярусу. К палеогену (эоцен-олигоцен) относится так называемая анучинская свита — аргиллиты, песчаники и глины с пластами бурых углей, с флорой *Glyptostrobus europaeus* Heer., *Taxodium dubium* (Stern.) Heer., *Sequoia Landsdorfii* (Br.) Heer., *Carpinus* sp., залегающая в ряде мест на высоте до 400—700 м под покровом плиоценовых базальтов. Сюда же могут принадлежать темносерые листоватые сланцы и песчаники бухты Безыменной (Беляевский и Принада, 1947-ф).

В восточной части Сучанской зоны И. И. Берсенев относит к еще более молодым, предположительно олигоценовым, образованиям липа-

риты, фельзолипариты и их туфы, известные в нескольких местах по правым притокам Сучана, рекам Большая и Малая Сица и Тудагоу.

Самыми молодыми образованиями являются андезито-базальты Тудагоу-Сучанского свода и аллювиальные четвертичные отложения в долинах Сучана и других рек.

Интрузии в Сучанской зоне немногочисленны и представлены главным образом верхнемезозойскими дайкообразными внедрениями габбро-порфиритов, диоритов и диабазов (р. Шитухэ) и палеогеновыми гранодиоритами и гранитами на р. Сице и в других местах.

Мезозойские отложения Сучанской зоны образуют ряд антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного простирания с сильно ундулирующими осями и большим количеством продольных разрывных нарушений. Нередки и такие разрывы, которые рассекают пликативную структуру наискось.

В западной части Сучанской зоны выделяется: 1) полоса складчатых триасовых отложений в районе Шкотова, составляющая юго-восточное крыло Муравьевского антиклинория, и 2) сложенные нижним и средним триасом Шитухэ-Дунайская антиклиналь и расположенная между пос. Ново-Нежино и р. Цимухэ Новонежинская антиклиналь. По существу, Новонежинская антиклиналь составляет продолжение Шитухэ-Дунайской антиклинали, которая протягивается от западной части острова Путятин и полуострова Дунай в среднее течение р. Шитухэ. Обе антиклинали разобщены лишь благодаря погружению шарнира в районе селений Кишмышево и Ново-Нежино, где получают распространение нижнемеловые свиты. Ось Шитухэ-Дунайской антиклинали поднимается в южном направлении, в результате чего на п-ове Дунай выходят на дневную поверхность верхнепалеозойские и докембрийские породы, разбитые на ряд мелких блоков благодаря разрывным дислокациям. На северо-западном крыле антиклинали триас имеет падение под углом 20—25°, на юго-восточном — 25—40°. В южной части антиклинали триас имеет падение 10—12° и меньше.

Между Шкотовской полосой триаса и антиклинальными поднятиями Шитухэ-Дунайским и Новонежинским протягивается, через район селений Петровка и Романовка, Петровская синклиналь, сложенная меловыми отложениями и также усложненная серией более мелких изгибов и разрывов. Углы падения слоев в меловых отложениях обычно не превышают 15—20° и лишь в отдельных участках, главным образом вблизи разрывных нарушений, достигают 70°.

Между Шитухэ-Дунайской антиклиналью и Таудеминским поднятием, охватывающим восточную часть о-ва Путятин и гору Пидан, протягивается синклиналь, сложенная на восточном крыле отложениями среднего и верхнего триаса, а в наиболее прогнутой части (у дер. Промысловка, Молельный мыс, Рождественка) — верхнеюрскими и меловыми отложениями. Углы наклона слоев в этих отложениях обычно 10—15°, редко до 40°.

В районе Кангауза и истоков р. Сицы меловые отложения образуют несколько мелких антиклинальных и синклинальных складок. В ядрах антиклиналей по мере приближения к Таудеминскому поднятию появляются породы верхнего палеозоя, перекрытые никаном.

В восточной части Сучанской зоны меловые отложения образуют две крупные синклинали — Белопадинско-Коркинскую и Сергеевскую, разделенные Сучанской антиклиналью и усложненные рядом изгибов. Сучанская антиклиналь осложнена серией мелких изгибов с крыльями, в одних случаях симметрично падающими на северо-запад и юго-восток

под углом 50—60°, в других — асимметричными (например, так называемая Водораздельная антиклиналь, северо-западное крыло которой имеет падение 10—15°, а юго-восточное — 50—60°). По крылу Белопадинской синклинали на протяжении 50 км от р. Малой Сицы до дер. Молчановки наблюдается моноклинальное падение отложений сучанской и коркинской (Cr_2) свит на северо-запад под углом 15—20°, редко до 45°. Для многих структур бассейна рек Б. Сица, М. Сица и Тудагоу характерна коробчатая форма синклинальных складок (крутые крылья, плоское днище) и килевидная форма антиклиналей. Повидимому, на востоке, по мере приближения к Главному антиклинорию Сихотэ-Алиня, складчатые деформации усложняются и появляется большее количество разрывов.

Тектоника меловых осадочных отложений северной части Сучанской зоны, на значительной площади перекрытой покровами эффузивов, изучена гораздо слабее и характеризуется, повидимому, довольно спокойной складчатостью, по крайней мере во внутренней части зоны (фиг. 10).

Резюмируя то, что известно о характере дислокаций пород верхоянского комплекса (C_3—Cr_1) Сучанской зоны и Муравьевского антиклинория, можно отметить заметное отличие от того типа складчатости, который наблюдается в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (за исключением Таудеминского поднятия), синклинория Сихотэ-Алиня и Прибрежной антиклинальной зоны.

В Муравьевском антиклинории и на Таудеминском поднятии мы обычно не видим сложных мелких вертикальных или наклонных, сжатых до предела мелких складок, столь характерных для верхнего палеозоя Лифудзина, Тадуши и Тетюхэ. Верхний палеозой полуострова Муравьева-Амурского и бассейна р. Таудеми образует довольно правильные крупные складки с углами падения слоев от 20 до 75°, обычно около 30—45°. В районе полуострова Дунай и пролива Стрелок, где верхний палеозой облекает выступы докембрийского фундамента, углы наклона слоев составляют лишь 12—20°. Триас в этом районе местами на протяжении нескольких километров лежит почти горизонтально, а севернее в бассейне р. Шитухэ имеет наклон слоев 10—35°, местами переходящий в почти горизонтальное залегание или, наоборот, достигающий 70° на отдельных небольших участках вблизи разрывных нарушений. Слои меловых отложений (Cr_1, низы Cr_2) обычно имеют наклоны 10—25° или образуют специфические коробчатые и килевидные складки. На р. Шитухэ и на Сучане нередки разрывы, по которым произошли глыбовые перемещения типа крутых надвигов. Часто эти разрывы ориентированы по общему направлению складчатости и наклонены под углом 35—80°.

Вся эта картина дислокаций заметно отличается от тех пликативных нарушений, усложненных мелкой крутой (40—70°), нередко изоклинальной складчатостью, с преобладанием, так сказать, более пластических форм складкообразования, которые характерны для более северных частей Главного антиклинория, для синклинория Сихотэ-Алиня и Прибрежной антиклинальной зоны.

Новейшие движения — признаки погружения у береговой линии моря, поднятие Тудагоу-Сучанского свода — уже были охарактеризованы в предыдущем изложении и не вносят сколько-нибудь существенных изменений в складчатую структуру, сформировавшуюся к середине мела главным образом в результате мезозойских орогенических движений.

7. ГЛАВНЫЙ АНТИКЛИНОРИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня представляет собой крупнейшую складчатую структуру, которая прослеживается почти прямолинейно по западному склону Сихотэ-Алиня от устья Сучана до р. Хунгари. Он вытянут в северо-восточном направлении на 900 км при ширине от 40 до 100 км. В северной части он изучался в бассейне Хунгари А. А. Кирилловым (1941-ф), М. Г. Золотовым (1947-ф) и нами (Кропоткин и Шахварстова, 1950-ф), по р. Хор Г. П. Воларовичем (1935), И. Г. Козловым (1936), С. Ф. Допиро (1941-ф), Л. Б. Вонгаз (1950-ф) и В. К. Елисеевой и Сосниной (1952). В средней части строение антиклинория в бассейне Бикина известно благодаря работам А. З. Лазарева (1939-ф), Н. В. Хорева (1949-ф), О. Т. Литенко (1950-ф), В. П. Рыловниковой (1949-ф), а в бассейне Имана — по исследованиям Н. П. Батурина (1941), Н. А. Беляевского (1948-ф, 1949-ф), О. К. Чедия и М. Г. Хисамутдинова (1949-ф), О. К. Чедия (1950-ф), А. И. Фрейдина (1930-ф), Б. М. Скорнякова (1950-ф), В. Г. Корель (1946-ф) и других геологов. Южная часть антиклинория — бассейн Улухэ, Сучана — изучена наиболее полно. Здесь работали Л. Б. Кривицкий (1944-ф), А. К. Матвеев (1939-ф), Н. А. Беляевский (1950-ф), П. Н. Кропоткин, П. А. Эпов (1948-ф), В. Н. Данилович (1932), А. А. Кириллов (1940-ф, 1944-ф), И. И. Берсенев (1949-ф), И. А. Преображенский (1927) и др. (Беляевский и Принада, 1947-ф; Кириллов и Кузьмичева, 1939-ф; Лобачев, 1949-ф; Кропоткин и Салун, 1947-ф).

В структуре мезозойской складчатой области Главный антиклинорий отчетливо вырисовывается как область распространения (у поверхности) дислоцированных верхнепалеозойских отложений, среди которых местами в ядрах антиклиналей выступает более древний палеозойский комплекс неясного возраста и сильно метаморфизованные породы докембрия.

Мезозойские члены верхоянского комплекса ($T—Cr_1$) совершенно отсутствуют почти по всей площади антиклинория. Это связано не столько с последующим размывом, сколько с геологической историей антиклинория, который в течение всей мезозойской эры представлял собой область размыва и выноса терригенного материала.

Складчатая структура антиклинория частично, в особенности на юге, скрыта под почти не дислоцированными покровами верхнемеловых кислых эффузивов и плиоценовых (а частью и раннечетвертичных) базальтов. Вместе с Главным антиклинорием мы рассматриваем Таудеминское или Пиданское антиклинальное поднятие, расположенное на юге у берегов Японского моря между нижним течением Сучана, горой Пидан и проливом Стрелок. К нему относится и восточная половина острова Путятин.

Наиболее древние из геологических образований антиклинория — это докембрийские породы его южной части (Сучанское поднятие, Таудеминское поднятие) и среднего течения р. Хор и немые толщи менее метаморфизованных пород, предположительно отнесенные к нижнему или среднему палеозою.

Архейские отложения представлены регионально метаморфизованными породами — разнообразными кристаллическими сланцами: кварцево-двуслюдяными, кварцево-биотитовыми, кварцево-плагиоклазо-амфиболовыми и др., а также гранито-гнейсами и гнейсами (так называемая тафуйнская свита).

Выше залегает путятинская свита (по Н. А. Беляевскому и В. Д. Принада) протерозойского возраста, сложенная зелеными сланцами, филлитами, мраморами. Разрез этой толщи на полуострове Дунай начинается гравеллитами, метаморфизованными песчаниками, конгломератами; выше следуют хлоритовые сланцы и метаморфизованные песчаники и затем филлиты. С толщей зеленых сланцев связаны прослои мраморов.

В бассейне Сучана (Берсенев и др., 1949-ф) к протерозою относится толща хлоритовых сланцев, кварцево-серицитовых сланцев, окремнелых кварцитов и основных эффузивов.

К нижнему или среднему палеозою нами отнесена немая толща черных филлитов, тонколистоватых зеленовато-серых глинистых сланцев, аспидных сланцев и амфиболитов, развитая в бассейнах рек Иман и Улухэ.

Верхний палеозой Главного антиклинория представлен песчано-глинистыми отложениями, кремнистыми сланцами, туфоэффузивными образованиями основного ряда (разнообразные порфириты), реже — кислого ряда и линзами или горизонтами известняков, содержащих фауну пермского возраста. Мощность верхнепалеозойских отложений обычно оценивается величиной 2000—5000 м. В ряде случаев возможно протянуть на карте полосы преимущественного распространения кремнистых пород, вулканогенных пород, известняков, но стратиграфическое соотношение этих типов пород между собою остается в большинстве случаев неустановленным. Повидимому, разрез верхнего палеозоя изменчив и, например, кремнистые сланцы и яшмы преобладают то в низах толщи (в частности, в Сучанском районе), то в ее средней части (как, например, на р. Хор, по данным С. Ф. Допиро, 1941-ф, и на р. Бикин, по данным А. З. Лазарева, 1939-ф и Н. В. Хорева, 1949-ф). То же относится к эффузивам и туфам, которые все же как будто тяготеют преимущественно к верхней части разреза отложений верхнего палеозоя.

В I части уже рассматривался вопрос о возрасте кремнистых сланцев и о фациальной изменчивости верхнего палеозоя. Поэтому мы ограничимся здесь краткой характеристикой двух-трех наиболее детально изученных разрезов. В средней части антиклинория на р. Бикин, по данным А. З. Лазарева, Н. В. Хорева и О. Т. Литенко, устанавливается такая последовательность отложений (снизу вверх): 1) нижняя свита зеленовато-серых песчаников с глинисто-кремнистым цементом; 2) свита зеленоцветных пород и филлитов — чередование черных глинистых сланцев или филлитов, зеленоватых (хлорито-серицитовых) и красноватых сланцев, кремнистых сланцев, зеленокаменных пород типа диабазов, прослои давленых песчаников; мощность более 400 м; 3) свита кремнистых сланцев и яшм красного, белого, зеленого цвета, мощность 350—2500 м по разным оценкам; 4) свита зеленовато-серых песчаников, алевролитов, алевролито-глинистых и глинистых сланцев, мощность 1500 м. В нижней части этой свиты имеются прослои известняка, параллелизуемого с теми известняками р. Хор, в которых И. Г. Козлов обнаружил пермскую фауну (фораминиферы *Agathammina* sp., *Nodosaria* sp., *Pachyphloia* sp., *Pyramis* ex gr. *parva* Cobani, по определению А. Г. Дуткевича, см. Козлов, 1936).

В 100 км южнее, по левому притоку Имана р. Найцухэ А. И. Фрейдин устанавливает на основании детальной (1 : 50 000) геологической съемки следующий разрез (снизу вверх): 1) темносерые, зеленоватые порфириты, кварцевые порфириты, диабазовые порфириты, туфы. Мощность свыше 300 м; 2) переслаивание песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и, в подчиненном количестве, кремнистых сланцев;

мощность около 120 м; 3) кремнистые сланцы и яшмы. Кремнистые породы образуют две мощные пачки по 400—600 м, разделенные горизонтом серых граувакковых и аркозовых песчаников и песчанистых сланцев мощностью в 200 м. Общая мощность кремнистой свиты 1200 м.

Этот разрез хорошо сопоставляется с данными О. К. Чедия, который выделяет, помимо эффузивно-терригенной и кремнисто-сланцевой толщ, *соответствующих трем вышеописанным свитам, еще две вышележащие* толщи: 4) песчано-сланцевую (песчаники, алевролиты, песчано-глинистые сланцы, прослой известняков с фузулинидами) мощностью до 2000 м и 5) эффузивную (P_2), состоящую из кварцевых порфиров, туфов и лавобрекчий, также имеющую мощность не менее 2000 м.

Фаунистически обоснован возраст третьей и четвертой свит описываемого разреза. В полосе яшм О. К. Чедия найдены известковые брекчии, сцементированные спилитом и содержащие *Pseudofusulina* sp., *Parafusulina* sp., *Triticites* (?) sp. и *Verbeekina* (?) sp., указывающих, по мнению А. Д. Миклухо-Маклая, на верхний карбон или нижнюю пермь, а в самих яшмах — радиолярии палеозойского типа, по определению О. К. Чедия (Чедия, 1952). В четвертой свите (песчано-сланцевой) у пос. Вахумбе О. К. Чедия найдены известняки с фораминиферами *Schubertella* sp., *Doliolina* sp., *Sumatrina* (?) sp., *Verbeekina* (?) sp., *Pseudofusulina* (?) sp. и *Parafusulina* (?) sp., указывающие по заключению А. Д. Миклухо-Маклая на нижнюю, менее вероятно — верхнюю пермь. Суммарная мощность всех пяти толщ по этим данным — более 5000 м.

Если в разрезах по Бикину и Иману хорошо устанавливается морской типично-геосинклинальный (со спилитами и пр.) тип разреза верхнепалеозойских отложений, то на юге в бассейне Сучана мы находим несколько иной разрез с большим участием континентальных отложений, охарактеризованных флорой.

Разрез верхнего палеозоя южной части антиклинория, установленный Д. Ф. Масленниковым и подтвержденный работами И. И. Берсенева и других геологов, в схематическом виде таков (снизу вверх):

1) *кремнисто-сланцевая свита, ранее называвшаяся «шкотовской»* — углисто-графитистые, отчасти песчано-глинистые сланцы, яшмовидные породы, кварцитовидные песчаники и характерные тонкоплитчатые кремнистые сланцы, содержащие остатки радиолярий; мощность — от 150 до 1500 м;

2) континентально-морская (так называемая верхнесучанская) свита нижнепермского возраста, представленная песчано-глинистыми, *иногда окремненными сланцами, разнообразного состава песчаниками*, алевролитами; в нижней и средней частях она содержит углистые прослои и, местами, пласты угля, а в верхней части — прослои известняков с морской фауной (кораллы, указывающие по В. Фомичеву на нижнепермский возраст); мощность — не менее 600 м;

3) песчано-известняковая (так называемая чандалазская или долиолиновая) свита, состоящая из песчаников и сланцев, включающих мощные линзы известняков отчасти рифового типа. Долиолиновая свита, по Д. В. Масленникову, залегает на различных горизонтах, то на вышеописанных свитах пермокарбона, то на древних гранитогнейсах, и имеет в основании горизонт конгломератов и брекчий. Известняки этой свиты содержат богатую фауну фораминифер (*Doliolina lepida* Schw., *D. lettensis* Schub. и др.), кораллов, мшанок и брахиопод. Не повторяя здесь большого списка фауны, опубликованного в статье Д. Ф. Масленникова, отметим, что ее возраст определяется этим исследователем как низы верхней перми (P_2^1). И. И. Берсенев в последних своих работах относит

чандалазскую свиту к верхам нижней перми и параллелизует ее с горизонтом известняков, обнаруженным у сел. Кавалерово на р. Тадуша в пределах Прибрежной антиклинальной зоны. Мощность чандалазской свиты 300—350 м;

4) песчано-туфо-сланцевая свита (так называемая находкинско-калузинская), представленная песчано-глинистыми породами, конгломератами, туфогенными породами и эффузивами — порфирами и порфиритами. Встречаются кремнистые породы и линзы известняков, которые, по Д. Ф. Масленникову, образуют два прерывистых горизонта — нижний с фауной брахиопод и верхний с мшанками, пелециподами и гастроподами. Возраст — верхняя пермь ($P\frac{2}{2}$, по *Д. Ф. Масленникову, 1948*; $P\frac{1}{2}$, по И. И. Берсеневу, 1949-ф). И. И. Берсенев считает, что эта свита повсеместно отделена несогласием от нижележащей, но Д. Ф. Масленников пишет о согласном налегании. Мощность свиты 750—800 м;

5) песчано-сланцевая (так называемая сицинская) свита континентального происхождения, сложенная косослоистыми песчаниками, песчано-глинистыми, глинистыми и углистыми сланцами и конгломератами. Флора из углистых пород этой свиты указывает на верхнепермский возраст ($P\frac{3}{2}$, по Д. Ф Масленникову, $P\frac{2}{2}$, по И. И. Берсеневу). Мощность около 250 м. Общая мощность верхнепалеозойских отложений — 2000—3500 м (Масленников, 1948).

Мезозой верхоянского комплекса имеет очень незначительное распространение на площади антиклинория в отдельных небольших синклиналях, усложняющих его структуру. Так, фаунистически охарактеризованный верхний триас известен на р. Сандагоу (правой вершине р. Улухэ) и на р. Иман, т. е. в южной и средней частях антиклинория (Салун, 1949-ф). Немая толща, отнесенная к юре, закартирована вблизи выступа докембрийских пород в среднем течении р. Хор (Вонгаз, 1950-ф). Сложенная нижнемеловыми породами небольшая брахиструктура типа наложенных мульд откартирована А. И. Фрейдиным (1950-ф) в истоках р. Найцухэ — левого притока Имана. Здесь имеют развитие туфогенные песчаники (с прослоями глинистых сланцев) нижнемелового возраста и порфиритовая толща, принадлежащая, повидимому, к низам верхнего мела, в свою очередь перекрытая 100-метровой пачкой песчаников, на которых залегают кварцевые порфиры (Cr_2). Верхнемеловые порфириты и порфиры, аналогичные ольгинским, имеют значительное распространение главным образом в южной и средней частях антиклинория. Здесь же получают распространение андезито-базальты, принадлежащие в основном к плиоцену.

Интрузивные комплексы антиклинория разнообразны по возрасту. Это, во-первых, докембрийские граниты двух возрастных групп, габбро и диориты, развитые в области выходов древних метаморфических пород на южном окончании антиклинория (реки Сучан, Судзухэ, Таудеминское поднятие) и, отчасти, на р. Хор в северной части. На юге, кроме того, имеют значительное распространение верхнепалеозойские (аналогичные гродековским гранитам Ханкайского массива) биотитовые граниты, иногда в сопровождении аляскитовых гранитов и граносиенитов (Берсенев, 1949-ф). Наибольшим распространением пользуются верхнемезозойские массивы биотитовых и биотито-роговообманковых гранитов. Молодые гранитоиды — аналоги так называемых приморских или лярамийских — указываются на р. Хор и по верхним притокам Анюя в северной части антиклинория. По С. Ф. Допиро, они прорывают верхнемеловые

отложения, охарактеризованные флорой, и оказывают на них контактовое воздействие (Тр. ДВБАН, 1948).

Ультраосновные и основные интрузии в пределах антиклинория более многочисленны, чем в других тектонических зонах, группируясь то в осевой части, то ближе к западному краю антиклинория (фиг. 4). Они также принадлежат частью к докембрию, частью к верхнему палеозою (бассейн Бикина, Имана) и к верхнему мезозою (р. Хунгари, р. Сучан).

Тектоническая структура антиклинория несомненно очень сложна и состоит из ряда антиклиналей и синклиналей, пока еще слабо расшифрованных в связи с недостаточной разработанностью стратиграфии. По выходам докембрия и древних палеозойских толщ можно наметить, во-первых, большое Главное или Сучанское поднятие на междуречье Сучана и Судзухэ и Таудеминское поднятие к западу от нижнего течения Сучана, доходящее до берега моря в интервале между бухтой Находка и о-вом Путятин, затем Чугуевское поднятие на оси антиклинория к востоку от пос. Чугуевка (р. Улухэ) и Полынинскую антиклиналь, устанавливаемую по выходам палеозойских (доверхнекарбоновых?) пород по р. Полынихе, по р. Улухэ ниже впадения р. Нотто и по р. Себучар (Кривицкий, 1945-ф). Она доходит почти до р. Тудо-Вака. Далее небольшой выход древних толщ в бассейне р. Эльдо-Вака на оси антиклинория и более значительный — по р. Хор отмечают положение некоторых частных поднятий в сложной структуре антиклинория.

Помимо этих антиклинальных поднятий и отдельных, заполненных триасом и юрой, синклиналей в структуре антиклинория можно выявить характерную особенность — отщепление складок от общего ствола антиклинория. Эта виргация происходит каждый раз у восточного края антиклинория, причем отделившиеся антиклинальные складки отходят на восток, имея северо-восточное или восток-северо-восточное направление.

Оси отщепленных антиклиналей испытывают в северо-восточном направлении быстрое погружение. Начиная с юга, первая крупная виргация отмечается в бассейне р. Судзухэ, где от общего пучка складок отщепляются складки Прибрежной антиклинальной зоны, сложенные верхним палеозоем (р. Судзухэ, р. Таухэ). Далее к северу, в средней части антиклинория на р. Иман ниже впадения р. Арму (46° с. ш.) отщепляется довольно крупная антиклиналь, уходящая на восток в зону главного синклинория Сихотэ-Алиня. Несколько складок отделяется таким же образом в верховьях Анюя и на р. Гобилли в северной части антиклинория. В районе р. Хунгари вся структура антиклинория испытывает быстрое погружение по мере приближения к Нижне-Амурской синклинальной зоне. Характер дислокаций юрских и меловых толщ на реках Хунгари, Верхней Удоми и Мули в той части, которая располагается на погружении антиклинория, уже был нами описан в первом разделе главы IV (*центральная зона северного пересечения Сихотэ-Алиня*).

Верхнепалеозойские отложения антиклинория образуют хорошо выдержанные линейно вытянутые складки, простирание которых иногда удается точно проследить, картируя маркирующие горизонты кремнистых пород. Эти складки в свою очередь осложнены мелкими, часто изоклинальными и разорванными складками с углами падения от 20 до 70°. Простирание таких мелких складок изменчивое — северо-восточное, иногда почти меридиональное или почти широтное. На пересечении по Улухэ и Лифудзину намечается веерообразное строение антиклинория.

В западной части антиклинория у деревень Михайловки и Каменки кремнистые сланцы, известняки и рассланцованные туфы имеют падение на юго-восток под углом 40—70° в связи с опрокидыванием складок

к северо-западу. В осевой части антиклинория между Уборкой и Павловкой и между Уборкой и Кокшаровкой замеры показывают крутое падение (60—90°) то к юго-востоку, то к северо-западу, причем местами можно видеть на протяжении сотни метров переход от почти горизонтального залегания слоев к вертикальному. В районе сел. Самарка и Плахотнюк на р. Нотто преобладает крутое падение на северо-запад.

В восточной части антиклинория от Павловки до Антоновки на Лифудзине господствует падение на северо-запад под углом 40—70°, связанное с опрокидыванием складок к юго-востоку. В 5 км восточнее Антоновки проходит линия разрывного нарушения, по которой рассланцованные зеленокаменные породы верхнего палеозоя, повидимому, надвинуты на юго-восток. Складки мезозойских отложений синклинальной зоны Сихотэ-Алиня, расположенной к востоку от Главного антиклинория, срезаются под острым углом этим разрывным нарушением. Плоскости сланцеватости и зеркала скольжения в зоне надвига большею частью наклонены к северо-западу под углом от 20 до 90°. Южнее это нарушение прослеживается на р. Селенче у дер. Ленино, также по границе антиклинория и синклинальной зоны. Ось антиклинория проходит на этом пересечении восточнее Чугуевки, через район Уборки, Кокшаровки, Самарки, т. е. приблизительно посередине антиклинория. На оси антиклинория расположен массив габбро-диоритов к востоку от Чугуевки и выходы докембрийских слюдяных сланцев около этого массива. На р. Иман ось антиклинория проходит у западного края структуры, между пос. Картун и р. Шитохэ. По восточному краю антиклинория у границы с синклинальной зоной здесь, как и на Лифудзине, отмечаются разрывные нарушения северо-восточного и почти широтного простирания (в 50 км к юго-востоку от Картуна).

Кроме главной оси этой сложной складчатой структуры имеются параллельные антиклинальные поднятия у краев антиклинория. Такова, например, уже упомянутая Полынинская антиклиналь, пересекающая р. Улухэ в 10—15 км западнее впадения р. Нотто. По оси Полынинской антиклинали также имеются выходы серпентинитов и амфиболитов.

Дислокации в верхнетриасовых отложениях, например на р. Сандагоу, характеризуются значительной интенсивностью. Напротив, отложения нижнего мела, образующие наложенную мульду на р. Найцухэ, характеризуются пологими углами падения. Еще более спокойные дислокации характерны для эффузивов верхнего мела и кайнозоя.

Таким образом, пликативная структура антиклинория к середине нижнемеловой эпохи была уже сформирована в основных чертах, и подвергалась в дальнейшем только небольшим изменениям. Судя по обилию аркозового материала и обломков кремнистых сланцев в триасовых и меловых отложениях Даубихинской зоны и Главного синклинория Сихотэ-Алиня, можно думать, что уже в это время антиклинорий представлял собою сушу, подвергавшуюся интенсивному размыву. Вероятно, это был ряд островов. Наиболее крупные из островов располагались на юге, где докембрий размывался уже в верхнепалеозойское время и где в разрезах верхнего палеозоя немалую роль играют континентальные отложения.

8. ГЛАВНЫЙ СИНКЛИНОРИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Главный синклинорий Сихотэ-Алиня или Сихотэ-Алиньская синклинальная зона, подобно Главному антиклинорию, представляет одну из самых крупных структур горной области Сихотэ-Алиня. Эта зона расположена к востоку от Главного антиклинория в полосе, непосредственно

примыкающей к современному водоразделу рек, стекающих в сторону Уссури, и рек, текущих на восток к Японскому морю. Зона синклинория вытянута на протяжении 1000 км от р. Сандагоу на юге до верховьев р. Тумнин на севере в направлении, близком к север-северо-восточному. Ее ширина достигает в северной части 110—120 км (бассейны рек Имана, Бикина, Тумнина) и резко сокращается до 25 км на юге (бассейн р. Сандагоу), где намечается замыкание структуры синклинория.

Строение северной части синклинория известно благодаря работам П. С. Бернштейна, М. Ю. Жилина, П. Н. Пономарева по Тумнину, А. А. Кириллова и М. Г. Золотова в верховьях р. Хунгари и Мули, М. Г. Золотова по р. Аты и Уини, П. Н. Кропоткина и др. по р. Мули (Бернштейн, 1938-ф; Кириллов, 1941-ф; Жилин, 1943-ф; Золотов, 1948-ф; Кропоткин и Шахварстова, 1950-ф). В бассейне р. Бикин северная часть синклинория изучалась А. З. Лазаревым (1939-ф), В. А. Ярмолюком (1944—1945-ф), Г. М. Поршняковым (1949-ф) и Э. П. Изох (1950-ф). Бассейны рек Сукпай и Кабули и верховьев Самарги были изучены В. А. Ярмолюком (1948-ф) и В. К. Елисеевой (1948-ф).

В центральной и южной частях синклинория исследования велись Г. П. Воларовичем (1936-ф), Г. Т. Вагановым и М. Г. Золотовым (1939-ф), А. А. Кирилловым (1944-ф), В. А. Ярмолюком (1944—1945-ф), Г. М. Константиновым (1946-ф), В. Г. Корель (1946-ф), Л. Б. Кривицким (1946-ф), П. Н. Кропоткиным и С. А. Салуном (1947-ф), В. Н. Яковлевым (1948-ф), Л. И. Красным (1937-ф), С. А. Гурьевым (1950-ф), А. Б. Разживиным (1950-ф).

В пределах Главного синклинория имеют развитие главным образом осадочные отложения мезозоя и мезозойские интрузии. Из кайнозойских образований имеют некоторое распространение кислые и реже основные эффузивы и гранитоиды.

Палеозойские отложения (нижний палеозой и верхний палеозой) имеют незначительное развитие, выступая в ядрах антиклинальных складок в западной части синклинория и в его средней части (р. Зева). По рекам Сукпай и Кабули верхнепалеозойские отложения представлены двумя свитами (снизу вверх): 1) свита филлитовидных глинистых и серицито-хлоритовых сланцев и песчаников; в этой свите широко развиты кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, содержащие радиолярии; 2) свита кремнистых сланцев и известняков. В кремнистых сланцах и яшмах содержатся радиолярии, а в известняках — микрофауна фораминифер (сборы В. К. Елисеевой), состоящая из следующих родов: *Glomospira, Nodosaria, Geinitzina, Pachyphloia, Tetrataxis, Climacammina, Endothyra, Spiroplectammina.* По заключению М. И. Сосниной, микрофауна носит ясно выраженный пермский облик, а отдельные ее представители *Colaniella, Reichelina, Pachyphloia* и некоторые виды нодозарий характерны для верхнепермских отложений. Таким образом, фауна позволяет с достаточной определенностью относить эти отложения к верхней перми (Елисеева и Соснина, 1952).

Наиболее древним членом мезозойского разреза являются угленосные песчано-сланцевые отложения с флорой *Neocalamites,* известные в верховьях р. Иман и сопоставляемые Н. П. Батуриным с образованиями монгугайского яруса южного Приморья. Мощность этой свиты достигает 2000 м. На нее, повидимому, несогласно (с конгломератами в основании) налегает толща верхнетриасовых глинистых сланцев и песчаников с характерной бореальной фауной норийского яруса *Pseudomonotis*

ochotica и *Pseudomonotis yakutica,* общей мощностью до 800 м (данные по бассейну р. Тадуши).

Наиболее широко среди отложений норийского яруса распространены стально-серые глинистые и песчано-глинистые сланцы, составляющие основной фон этой толщи. В низах толщи местами (верховье р. Тадуши) выделяются маломощные прослои кремнистых сланцев. В верхней части разреза присутствуют прослои серых и зеленовато-серых песчаников. В сланцевой толще по кл. Левому Силинскому, в нескольких километрах на СВ от рудника Хрустального (верховье р. Тадуши) П. Н. Кропоткиным в 1946 г. была собрана фауна, содержащая характерные формы норийского яруса: *Pseudomonotis ochotica* (Keys), *P.* var. *pachypleura* Tell., *P.* var. *aequicostata* Kipar., *P.* var. *ambigua* Tell., *P. yakutica* Tell., *P.* cf. *sublaevis* Tell., *P.* cf. *zabaikalica* Kipar., *P.* ex gr. *ochotica* (Keys).

Отложения норийского яруса известны по всей зоне Главного синклинория, за исключением ее северной части (бассейн рек Тумнин, Хор и Бикин). Согласно на псевдомонотовых отложениях верхнего триаса, а местами — трансгрессивно на верхнем палеозое (бассейн р. Янмутьхоуза) залегает мощная толща сланцево-песчаниковых пород нижней юры — глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты, песчаники с фауной среднего лейаса. Нижнеюрские отложения такого типа широко распространены по всей территории синклинория. В бассейне р. Янмутьхоуза мощность лейасовых образований, содержащих фауну аммонитов, достигает 1000—1200 м, в бассейне р. Иман — 1500 м (Кириллов, 1944-ф; Батурин, 1941-ф; Разживин, 1950-ф).

В бассейне р. Янмутьхоуза разрез нижней юры начинается мелкогалечными конгломератами мощностью до 80 м, которые выше сменяются крупнозернистыми и мелкозернистыми темносерыми полимиктовыми песчаниками. Верхи разреза сложены алевролитами и черными или темносерыми глинистыми сланцами, содержащими на р. Сыдагоу фауну аммонитов среднелейасового возраста (по определению Л. Д. Кипарисовой): *Grammoceras* aff. *subtile* Fuc., *G.* sp. indet, *Arnioceras* sp. indet (aff. *anomaliferum* Fuc.). Фаунистически охарактеризованные среднеюрские отложения известны в бассейне р. Хор по рекам Сукпай и Кабули (Елисеева, 1948-ф; Козлов, 1936). Здесь мощная (до 2500 м) толща терригенных отложений, залегающая на размытой поверхности верхнего палеозоя, представлена базальными конгломератами, алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами и аргиллитами. Из нижней части разреза в глинистых сланцах И. Г. Козловым была собрана фауна пелеципод *Astarte* cf. *lotaringica* Ben., *A.* cf. *bulla* Goldf., *A. striatocostata* Goldf., *A.* aff. *aalensis* Ben., *A. cordiformis* Ben., *A.* sp. (определения В. С. Коковкина), указывающая на среднеюрский возраст этих отложений. В. К. Елисеевой в алевролитах встречены радиолярии *Bicolocapsa* sp., *Tricolocapsa* sp., *Cenosphaera* sp. На основании фауны из сборов И. Г. Козлова и этой микрофауны толща терригенных отложений рек Сукпай и Кабули была отнесена В. К. Елисеевой к средней и верхней юре.

Средняя юра, широко распространенная в верхнем течении р. Бикин, представлена песчанико-сланцево-конгломератовой толщей (мощностью до нескольких километров), которую Э. П. Изох подразделяет на шесть свит (снизу вверх):

1. J_2^a — свита песчаников и аргиллитов с кремнистыми прослоями с фауной *Trigonia* cf. *goldfussi* Morr. et Lyc., *Tr.* cf. *decorata* Morr. et Lyc., *Tr.* sp. indet, *Pecten* sp. indet, *Entolium* sp. indet, *Pholadomya*

cf. *gracilis* Ag., *Leda* sp., *Nucula* sp. nov. (определения Н. С. Воронец).

2. J_2^b — свита песчаников и аргиллитов с прослоями и линзами конгломератов.
3. J_2^c — свита конгломератов, сложенная конгломератами, гравелитами и песчаниками с подчиненными прослоями аргиллитов. В верхней части свиты конгломератов присутствует обильная фауна, преимущественно тригоний: *Trigonia costata* Park., *Tr. imbricata* Sow., *Tr.* cf. *phillipsii* Morr. et Lyc., *Tr.* cf. *clavellata* Park., *Tr.* cf. (ex gr. *clavellata* Park.), *Tr.* sp. nov. (ex gr. *clavellata* Park.), *Tr.* sp. (? cf. *decorata* Lycett), *Tr.* sp. indet *(Cyprina* sp.?), *Nerinea* cf. *cudesii* Morr et Lyc.
4. J_2^d — свита песчаников с подчиненным количеством аргиллитов и редкими линзами конгломератов. Содержит неясные растительные остатки.
5. J_2^e — свита аргиллитов с горизонтом песчаников. Эта свита аналогична сланцевой свите, развитой восточнее (р. Чинга — приток Бикина) и содержащей многочисленную фауну, среди которой преобладают пелециподы среднеюрского возраста (бат, по определению Н. С. Воронец). Фауна с р. Чинги представлена следующими видами: *Astarte minima* Phill., *Leda lacrima* Sow., *Nucula* sp. ind., *Entolium* sp. ind., *Cerithium* sp. ind., *Belemnites* sp. ind., *Trigonia* v-*costata* Sow., *Entolium vitreus* Roem., *Pseudomonotis* sp. ind., *Pleuromya decurtata* Phill., *Pl. securiformis* Phill., *Pl.* cf. *rotundata* Roem., *Pl.* cf. *unioides* Roem., *Tancredia* sp. ind., *Terebratulina* (?) sp., *Trigonia* ex gr. *costata* Lyc., *Chlamites* sp. indet, *Solenopsis* sp. indet.
6. J_2^f — свита аргиллитов, состоящая из темносерых аргиллитов с прослоями глинистых песчаников.

Фаунистически охарактеризованные отложения средней юры сменяются вверх по разрезу толщей, предположительно верхнеюрского возраста, состоящей в нижней части из песчаников, в средней — из однородных аргиллитов с прослоями песчаников и алевролитов и в верхней — из однородных песчаников с аргиллитами.

Мощный комплекс морских терригенных отложений, сложенный литологически однообразной сланцево-песчаниковой толщей, широко развит и в северной части синклинория в бассейне реки Тумнин. В результате исследований М. Ю. Жилина, М. Г. Золотова, А. А. Кириллова, П. Н. Кропоткина и других этот комплекс подразделен на юрские и меловые отложения. Это разделение основано на наличии перерыва и различий в литологическом составе пород и в характере фауны.

В состав юрской толщи здесь входят черные массивные, реже слоистые алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы с редкими маломощными прослоями аркозового песчаника. Мощность толщи достигает двух километров.

Западнее описываемого синклинория в ней была найдена фауна иноцерамов (р. Тудур; Атаманчук, 1938-ф) и брахиопод (р. Хунгари; Некрасов, 1938-ф; р. Удоми, Кропоткин, 1950-ф).

Сопоставление разрезов позволяет определять возраст данной толщи как юрский — от низов лейаса до низов мальма включительно. Такое определение возраста принято всеми геологами, исследовавшими северную часть синклинория.

Стратиграфически выше юрских отложений с размывом и местами с угловым несогласием во многих районах синклинория залегает толща

нижнемеловых (валанжинских) песчано-глинистых пород. Отложения этого возраста известны как в северной части синклинория, в бассейне реки Тумнина и в верховьях Бикина, так и в средней и южной частях в верховьях рек Белембе, Тадуши и южнее — в бассейне р. Янмутьхоуза (*Кропоткин и Шахварстова*, 1950-ф; *Елисеева*, 1948-ф; *Лазарев*, 1939-ф; Красный, 1938; Константинов, 1946-ф; Гурьев, 1950-ф; Батурин, 1941; *Разживин*, 1950-ф).

В северной части синклинория (рр. Тумнин, Мули) нижнемеловые отложения ложатся с размывом на разные горизонты юрской алевролито-аргиллито-сланцевой толщи. Базальные слои представлены конгломератами и грубозернистыми аркозовыми песчаниками. В строении нижнемеловой толщи главную роль играют песчаники аркозовые и полимиктовые. Глинистые породы — аргиллиты и алевролиты играют меньшую роль в ее составе. Отнесение к нижнему мелу песчаниковой толщи, развитой в пределах северной части Главного синклинория, согласуется с данными о нижнемеловом (валанжинском) возрасте аналогичных отложений, полученными на основании находок фауны ауцелл и иноцерамов в районах, расположенных немного западнее (Козлов, 1940; Атаманчук, 1938-ф).

В пределах средней части синклинория нижнемеловые отложения, охарактеризованные фауной валанжина, развиты в верхнем течении р. Бикин, где они представлены в нижних горизонтах базальными конгломератами и сланцами с прослоями песчаника и с фауной *Aucella* cf. *crassa* Pavl., *A.* cf. *keyserlingi* Lah., *Avicula cornuellina* d'Orb. var. Eichw. Нижнемеловые отложения лежат здесь трансгрессивно на разных горизонтах палеозоя. Выше залегает толща серых, желтых, аркозовых и полимиктовых песчаников с прослоями глинистых сланцев с фауной *Perna, Ostrea* (Лазарев, 1939-ф). По мнению Н. С. Воронец, характер фауны и пород аналогичен подобным отложениям Сучанского района (апт-альб).

В верхней части разреза толщи песчаников появляются пласты углистого сланца и отпечатки флоры.

В верховьях рек Белембе и Великая Кема меловые отложения описывались Л. И. Красным, Г. М. Константиновым и С. А. Гурьевым. Здесь ясно выделяются две свиты. Из них одна охарактеризована морской фауной (альб-сеноманского возраста, см. ниже), а вторая содержит ближе не определимые растительные остатки. Упомянутая толща отложений с растительными остатками сложена чередованием мелкозернистых, грубозернистых аркозовых и полимиктовых песчаников серого и бурого цвета с редкими прослоями алевролитов с остатками растительного детритуса. Эта толща является, повидимому, аналогом тех пород, которые в верховьях р. Тетюхэ (между пос. Тетюхэ и Сталинским рудником) залегают под свитой светлосерых песчаников и сланцев, содержащих хорошо сохранившуюся сеноман-туронскую флору (см. ниже — описание Приморской зоны кайнозойской складчатости). Если такое сопоставление правильно, описываемую немую свиту с растительными остатками следует отнести к верхней юре — нижнему мелу.

Подобные же отложения, состоящие из бурых, желтовато-серых разнозернистых полимиктовых песчаников, конгломератов и глинистых сланцев распространены в верховьях р. Иман. Литология этих отложений описана в работе Н. П. Батурина, относившего их к мелу.

В средней части синклинория нижнемеловые отложения развиты также и в верхнем течении р. Лифудзин (Воларович, 1936-ф; Яковлев, 1948-ф, 1950-ф; Кропоткин, Салун, 1947-ф). В основании разреза располагаются конгломераты, брекчии и грубозернистые песчаники мощностью

до 250 м. Базальные слои сменяются мощной (до 500 м) толщей глинистых песчаников, варьирующих по окраске от белых до темносерых и содержащих растительный детритус и обугленные остатки растений. Вверх по разрезу толща глинистых песчаников сменяется черными алевролитами (до 250 м мощности) с фауной *Inoceramus* sp., *Panopaea gurgites* Brong., *Astarte* sp. и др., определяющей возраст толщи от готерива до апта включительно. Мощность нижнемеловых отложений достигает до 1000 м.

В бассейне р. Янмутьхоуза нижнемеловые (валанжин) отложения сложены в нижней части среднезернистыми песчаниками, переслаивающимися с конгломератами и алевролитами и содержащими растительные остатки и фауну ауцелл.

Средняя часть разреза состоит из тонкозернистых известковистых песчаников и алевролитов, с фауной *Aucella terebratuloides* Lah. (var. *expansa* Pavl.), *A. bulloides* Lah., *A. inflata* Toula, *A. cf. nuciformis* Pavl., *A.* sp. indet, *A.* cf. *solida* Lah. В верхней части распространены песчаники с прослоями и линзами конгломератов. Видимая мощность нижнемеловых отложений достигает здесь 1300 м (Воларович, 1936-ф; Кириллов, 1944-ф; Яковлев, 1948-ф; Салун, 1949-ф).

Таким образом, изучение разрезов нижнемеловых отложений главной синклинальной зоны Сихотэ-Алиня, представленных терригенными отложениями с фауной иноцерамов, ауцелл и других, доказывает развитие морских фаций нижнего мела в этой зоне.

В пределах Главной синклинальной зоны (в верховьях реки Лифудзин и верховьях рек Белембе и Кема) распространены и верхнемеловые отложения. В верховьях р. Лифудзин они представлены в районе пос. Нижние Лужки толщей до 400 м мощности, состоящей из конгломератов, грубозернистых и крупнозернистых песчаников. Эти отложения охарактеризованы фауной тригоний *Trigonia hokkaidoana* Yeh., *Tr.* cf. *tryoniana* Gabb., *Tr. datemasamueni* Yeh., *Tr. yokoyamai* Yeh., *Tr. longiloba* Jimbo, датирующей эту толщу как сеноман (по определениям В. Н. Яковлева).

В верховьях рек Белембе и Великая Кема верхнемеловые отложения (кемская свита Л. И. Красного) состоят из переслаивания песчаников, глинистых сланцев, алевролитов, содержащих линзовидные прослои мелкогалечных конгломератов и линзы битуминозных известняков с фауной: *Astarte* sp. indet, *Ostrea, Harpax* (?) indet, *Lima* sp. indet (определение Л. Д. Кипарисовой по сборам С. А. Гурьева). Из этих же отложений Г. Я. Крымгольцем по сборам Л. И. Красного была определена фауна *Ammonites* sp., *Puzosia* cf. *planulata* Sow., *Nucula* (?) *Otsukai* Jabe et Nagao, *Astarte* sp. indet, *Ostrea* sp. или *Harpax* sp. indet. Аммониты, по мнению Г. Я. Крымгольца, имеют большое сходство с альбскими гоплитами, «в частности с такой формой, как *Sonneratia jachromensis* Nik.» (Красный, 1938). Оттуда же Е. С. Раммельмейер была определена *Panopaea* aff. *gurgites* Brong. Мощность толщи определяется до 1000 м. Для обоснования возраста этой свиты из приведенной фауны могут быть использованы три формы. Это — *Panopaea gurgites* Brong., встречающиеся в аптских и иногда в более поздних отложениях, *Sonneratia jachromensis* Nik., характерная для альба и *Puzosia* cf. *planulata*, указывающая на сеноман.

По аналогии с отложениями надвеликановского горизонта Сучана нами принят для этих образований альбский или нижнесеноманский возраст. С. А. Гурьев без достаточных оснований отнес эту свиту к валанжину.

С резким угловым несогласием на породах альб-сеноманской толщи или более древних залегают недислоцированные или дислоцированные гораздо слабее кислые эффузивы так называемого «ольгинского» комплекса, достигающие мощности около 500 м и принадлежащие к верхам мела (сеноман-датский ярус). Наиболее полные разрезы этих эффузивных образований развиты в Прибрежной антиклинальной зоне и в Приморской зоне альпийской складчатости, расположенных к востоку от Главного синклинория.

В пределах Главного синклинория небольшим развитием пользуются также недислоцированные покровы неогеновых и четвертичных базальтов и андезито-базальтов, распространенные в бассейнах рек Тумнин, Хор, в верховьях Бикина, Белембе, Кемы. Базальты и андезито-базальты представляют породы кайнотипного облика. Среди базальтов различаются оливиновые и пироксеновые с долеритовыми и интерсертальными микроструктурами и базальты пироксеновые с витрофировыми и толеитовыми микроструктурами. Тесно связаны с базальтами породы переходные, типа андезито-базальтов, характеризующиеся основным плагиоклазом и структурой, типичной для андезитов — пилотакситовой и гиалопилитовой. Иногда наблюдается переслаивание андезито-базальтов с туфами.

В связи с недостаточной изученностью верхнемезозойских и кайнозойских эффузивов зоны Главного синклинория, все данные по этим образованиям приводятся ниже, в разделах, посвященных описанию Приморской зоны кайнозойской складчатости.

В пределах Главной синклинальной зоны развиты интрузивные породы верхнемезозойского возраста, а также нижнетретичные так называемые «приморские» гранитоиды и гранитоиды, относимые В. А. Ярмолюком к ларамийской фазе.

Гранитоиды первой группы широко развиты в пределах синклинория. Они описаны В. А. Ярмолюком в бассейне р. Самарги и Левой Чуи; Л. Б. Кривицким — в бассейнах рек Арму и Колумбэ, В. Г. Корель — по Арму и Татибе и А. Б. Разживиным — в верховьях р. Иман (Ярмолюк, 1948-ф; Кривицкий, 1946-ф; Корель, 1946-ф; Материков, 1939-ф; Разживин и др., 1950-ф). Это главным образом граниты, реже гранодиориты и диориты, слагающие крупные массивы размером до 300 км^2, как, например, в верховьях рек Самарги, Левой Чуи и Кабули. Граниты лейкократовые, биотитовые светлосерого цвета от мелко- до крупнокристаллического строения, иногда порфировидные.

Изверженные породы нижнетретичного возраста (так называемые приморские гранитоиды) описаны рядом исследователей в бассейнах рек Тумнина, Мули, Хуту, Самарги и Левой Чуи, в верховьях рек Белембе, Кема, в верховьях р. Иман. Активные контакты гранитоидов с верхнемеловыми порфиритами наблюдаются в бассейне р. Тумнин. Взаимоотношение этих гранитоидов с толщей кварцевых порфиров ольгинского комплекса изучено в бассейне р. Самарги, где гранитоиды прорывают и метаморфизуют кварцевые порфиры. Эти гранитоиды характеризуются разнообразием минералогического состава, структуры и условий залегания. Они дают пестрый ряд пород, среди которых различаются граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты и габбродиориты. Разнообразие структур гранитоидов определяется развитием крупнозернистых, среднезернистых, мелкозернистых и порфировидных разностей. По содержанию темноцветного компонента различаются биотитовые, роговообманковые и пироксеновые разновидности. Такие признаки приморских гранитоидов как пестрота петрографического состава,

богатство пород слабо переработанными ксенолитами и разнообразие жильных фаций резко отличают их от более древних гранитоидов и свидетельствуют о незначительной эродированности массивов.

Основные черты тектоники синклинория состоят в следующем. Палеозойские отложения Главной синклинальной зоны смяты в складки с крутыми углами падения (до 60—90°) с северо-восточным до меридионального простиранием. Внутренняя структура складок чрезвычайно сложная, характерна плойчатость и гофрировка слоев, осложняющая складки. Часто складчатые дислокации сопровождаются дизъюнктивными нарушениями с мощными зонами дробления шириною до 2 км, но более характерны нарушения небольшой амплитуды.

Верхнетриасовые и юрские отложения тоже интенсивно смяты в сложные складки северо-восточного простирания с углами падения слоев до 40—90°. Так, например, характерную картину сложной мелкой складчатости можно наблюдать на перевале через хр. Сихотэ-Алинь между р. Тадушей и пос. Верхние Лужки. Для дислокаций юрских отложений часто характерна изоклинальная складчатость с однообразным падением слоев и опрокидыванием складок в одну и ту же сторону. Как пример развития такой изоклинальной складчатости можно указать структуры северной части синклинория. Здесь, на р. Мули в бассейне Тумнина на большом протяжении выдерживается падение слоев на северо-запад под углом 50—90°. Для пластичных пород юрской толщи чрезвычайно характерно развитие зон брекчий и тектонитов, достигающих иногда 50 м мощности.

Складчатые дислокации в осадочных толщах нижне- и верхнемелового возраста сохраняют общий план структуры более древних свит, но углы наклона слоев уменьшаются (30—70°). Это стоит отчасти в связи с большей компетентностью меловых образований, в строении которых главную роль играют песчаники. Верхнемеловые вулканогенные толщи кварцевых порфиров так называемого ольгинского комплекса, повидимому, образуют очень пологие складки. Покровы андезитов и андезитобазальтов залегают горизонтально.

Главный синклинорий представляет собою сложную складчатую структуру, осложненную, с одной стороны, развитием крупных антиклиналей и синклиналей, оси которых простираются в одном и том же северо-восточном направлении, а с другой — крупными дизъюнктивными нарушениями. Одним из таких региональных нарушений является уже упоминавшаяся зона надвига, по которой палеозойские породы Главного антиклинория надвинуты на мезозой синклинальной зоны (Антоновский надвиг на р. Лифудзин). Этот тектонический шов сопровождается мощными зонами дробления.

Одна из крупных антиклинальных структур вырисовывается в северной части описываемой зоны в бассейнах рек Кабули и Сукпай. Эта структура располагается недалеко от западной границы синклинория, т. е. вблизи Главного антиклинория. Ось антиклинали вытянута в северо-восточном направлении. Благодаря ундуляции шарнира в ядре складки в двух местах — на р. Сукпай в 30 км от ее впадения в р. Хор и на р. Кабули — выходят палеозойские отложения. Северо-западное крыло складки обрезано разрывом типа крутого надвига. Восточнее в этом районе вырисовывается несколько параллельных синклинальных и антиклинальных складок, сложенных мезозойскими отложениями (триас — нижний мел). Крупная синклиналь, сложенная менее дислоцированными отложениями верхнемеловой эпохи, протягивается от верховьев р. Сукпай в среднее течение Самарги.

Несколько антиклинальных поднятий выявлено по выходам верхнего палеозоя в бассейне верхнего течения р. Бикин. Ширина отдельных антиклиналей 5—10 км, длина — 15—25 км. Синклинали, разделяющие эти антиклинальные структуры, сложены юрой и нижним мелом.

Южнее, в бассейне Имана вырисовывается ряд антиклинальных структур шириной от 4 до 10 км; все они осложнены дополнительной мелкой складчатостью. В пределах синклинория Иман наискось прорезает на протяжении 100 км семь антиклиналей и восемь синклиналей, сложенных верхнетриасовыми, нижнеюрскими и верхнеюрскими отложениями. По крыльям некоторых антиклиналей проходят довольно крупные разрывы. По мере приближения к Приморской зоне в восточной части синклинория на реках Колумбе и Дананца и в верховьях р. Красной и левых притоков р. Тетюхэ (ключ Арзамасов) появляются гораздо слабее дислоцированные отложения верхнего мела (сеноман — турон), подстилающие «ольгинский» комплекс эффузивов. Эти отложения образуют широкие (свыше 30 км), более или менее изометричные мульды; замеры падения слоев показывают в них углы наклона от 5 до 20°.

На р. Лифудзин ширина синклинория суживается до 40—45 км. На пересечении между селениями Антоновка и Кавалерово (на р. Тадуша) в нем различимы три антиклинали, сложенные верхним триасом и юрой, и три синклинали, заполненные меловыми отложениями. Еще южнее, в области верховьев Судзухэ и Сандагоу синклинорий суживается и, наконец, сходит на нет, заменяясь серией разрывов, отделяющих южную часть антиклинория от Прибрежной антиклинальной зоны.

Основные этапы формирования складчатой структуры Главного синклинория могут быть намечены на основе имеющихся в нашем распоряжении данных о мощности, фациях и стратиграфических соотношениях различных свит мезозоя. В отличие от смежных антиклинальных структур, в зоне Главного синклинория особенно широко распространены отложения верхнего триаса, юры, нижнего мела и низов верхнего мела, достигающие значительной мощности. Отложения верхнего триаса превосходят по мощности соответствующие свиты Даубихинской синклинальной зоны и Прибрежной антиклинальной зоны. Здесь широко развиты не только лейасовые отложения, представленные в зоне Главного синклинория мощной геосинклинальной сланцевой серией, но и морская средняя юра. Наконец, для нижнемеловых отложений, представленных в основном песчаниками, зона Главного синклинория, наряду с депрессией Южного побережья является основной областью распространения, причем в отличие от Сучанской зоны и западных зон Сихотэ-Алиня здесь преобладают или исключительное развитие имеют морские фации нижнего мела и низов верхнего мела.

Таким образом, в течение всего мезозоя (а также, вероятно, и верхнего палеозоя) зона Главного синклинория представляла собой область интенсивного прогибания и накопления осадков. Суммарная мощность геосинклинальных отложений мезозоя достигает в Главном синклинории 8500—9000 м, а вместе с верхним палеозоем мощность разреза определяется в 13 000 м.

Повидимому, основными периодами усиления складчатости явилась здесь так называемая нижнемеловая (неокомская) и верхнемеловая фазы, в то время как среднетриасовая и среднеюрская фазы складчатости проявились слабо. Пликативная структура была в основном сформирована к середине верхнемеловой эпохи и в дальнейшем подверглась лишь небольшим изменениям. В кайнозое (плиоцен-раннечетвертичное время) именно зона синклинория явилась областью максимального

поднятия, и как раз здесь сейчас проходит главный водораздел Сихотэ-Алиня и находится его наиболее возвышенная центральная часть, поднятая на 1200—2200 м над уровнем моря.

9. ПРИБРЕЖНАЯ АНТИКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Прибрежная антиклинальная зона расположена на восточном склоне Сихотэ-Алиня и охватывает значительную часть бассейнов рек Тетюхэ, Тадуши, Аввакумовки, Пхусуна, Ванчина, Таухэ и Судзухэ. Антиклинальный характер этой зоны отчетливо выявляется главным образом для складчатой структуры верхнего палеозоя и мезозоя. В конце верхнего мела и в течение палеогена на описываемой территории формировались мощные толщи эффузивов. Однако имеются существенные различия между этой зоной и расположенной к северо-востоку от нее Приморской зоной альпийской складчатости, являвшейся в этот период областью наиболее интенсивных дислокаций.

Западная граница Прибрежной антиклинальной зоны местами подчеркнута разрывными нарушениями (Тетюхинский и Кавалеровский надвиги). На севере намечается периклинальное погружение складчатой структуры в районе рек Синанча и Ахобе. На юге, в бассейне р. Судзухэ, антиклинальная зона причленяется к Главному антиклинорию.

Береговая линия Японского моря, естественно, не может рассматриваться как граница структуры. В связи с этим возможно, что на юге некоторая часть описываемой антиклинальной зоны в настоящее время опущена ниже уровня моря.

Таким образом, протяженность зоны по простиранию достигает 160—180 км при видимой ширине 40—50 км. Строение описываемой зоны изучалось Г. П. Воларовичем (1933-ф, 1935), П. С. Бернштейном (1934-ф), В. П. Михновичем (1938), С. А. Музылевым, А. Ф. Барановым (1948-ф), П. Н. Кропоткиным и С. А. Салуном (1947-ф), И. И. Берсеневым (1949-ф, 1950-ф) и другими геологами (Заболотная, 1939-ф; Вдовин, 1950-ф; Салун, 1949-ф).

В пределах Прибрежной антиклинальной зоны широко распространены осадочные отложения верхнего палеозоя, триаса и нижней юры, а также эффузивные образования верхов мела и кайнозойского возраста. В отличие от соседних зон (Главного синклинория и Приморской зоны кайнозойской складчатости) отложения нижнего мела и нижней половины верхнего мела отсутствуют на площади описываемой зоны, за исключением небольших участков. Нормальный стратиграфический разрез более полно изучен в северной части зоны, в Ольго-Тетюхинском районе. В основании разреза залегает сравнительно мощная (до 400 м) свита известняков. В них на горе Зарод Г. П. Воларовичем (1935) была обнаружена фауна нижнего (?) карбона, а затем П. Н. Кропоткиным и А. Ф. Барановым собрана фауна мшанок, кораллов и фораминифер, в совокупности позволяющая отнести соответствующие отложения к верхам верхнего карбона (швагериновый горизонт; см. Кропоткин и Салун, 1948).

На известняки согласно налегает свита кремнистых сланцев, яшм, фтанитов и глинистых сланцев, содержащая прослои основных эффузивов. Общая мощность свиты не менее 600 м. Породы этой свиты смяты в крутые складки, усложненные многочисленными, сильно сжатыми фестончатыми складками второго порядка (амплитуда 5—10 м, иногда 2—3 м) и не менее многочисленными дизъюнктивами. Верхние горизонты кремнисто-сланцевой толщи представлены кремнисто-глинистыми

сланцами, на которые в районе с. Кавалерово согласно налегают известняки с фауной верхов нижней перми или нижних горизонтов верхней перми.

В бассейнах рек Тетюхэ и Аввакумовки на кремнистые сланцы то с угловым несогласием, то без видимого несогласия налегает свита песчаников, брекчий и алевролитов мощностью около 500 м. В подчиненном количестве встречаются кремнистые породы. Возраст этих отложений определяется как верхнепермский (аввакумовская свита). Породы аввакумовской свиты смяты в крутые, сильно сжатые складки (падение в крыльях 60—85°), иногда осложненные на крыльях мелкими складочками второго порядка.

На дислоцированных отложениях верхнего палеозоя в бассейнах рек Тетюхэ и Кинцухэ залегают с угловым несогласием верхнетриасовые известняки карнийского яруса (средняя мощность 200—300 м). Выше, также несогласно, с размывом и базальными конгломератами, нередко содержащими гальку пермских кремнистых сланцев и карнийских известняков залегает 750—800-метровая толща песчано-сланцевых образований более высоких горизонтов верхнего триаса (норийский ярус) и нижней юры, смятая в сильно сжатые, часто опрокинутые изоклинальные складки, осложненные многочисленными дизъюнктивами и зонами дробления, — так называемая псевдомонотовая свита. Внизу это главным образом серые полимиктовые песчаники, конгломераты и брекчии, вверху — чередование глинистых сланцев (преобладающих в разрезе) и песчаников. Эти породы занимают среднюю часть синклинальной структуры Тетюхинского рудного поля и обнажаются в разрезах по р. Тетюхэ у поселка того же названия.

Как в пермских, так и в верхнетриасовых отложениях замечаются довольно существенные фациальные отличия на разных структурных элементах Прибрежной зоны. Так, на водоразделе рек Кинцухэ и Тадуша в районе пос. Устиновка в крыльях антиклинали, детально изученной С. А. Музылевым и нами (в 1946—1951 гг.), можно видеть следующий разрез.

В ядре антиклинали (в истоках правой вершины ключа Левого Потеряева и ключа Рогатого) выходят кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы пермского возраста, в которых Р. Х. Липман определила радиолярии палеозойского облика. На них с угловым несогласием, установленным нами путем картирования, налегают породы, по своему положению параллелизуемые с верхнепермской аввакумовской свитой бассейнов Тетюхэ и Аввакумовки. Это переслаивание песчаников, глинистых сланцев, кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев. Последние образуют не очень мощные (10—120 м) горизонты, которые удается хорошо откартировать по всему контуру крыльев антиклинали. Выше, повидимому с размывом, на южном крыле антиклинали прослеживается довольно мощная толща полимиктовых песчаников и брекчий. В тех и других много обломков кремнистых сланцев из нижележащих пермских толщ. Эту свиту мы считаем аналогом нижней части верхнетриасово-нижнеюрской «псевдомонотовой свиты» р. Тетюхэ (норийский ярус T_3^2). Выше по разрезу такие же и аркозово-полимиктовые песчаники заключают в себе несколько горизонтов светлых кремнистых сланцев, в которых по ключу Олейникову А. Ф. Барановым была найдена обильная фауна радиолярий (чапаевская свита). Радиолярии определены Р. Х. Липман (1952) как мезозойские, возможно — юрские. Как и А. Ф. Баранов, мы считаем наиболее вероятным нижнеюрский возраст чапаевской свиты, но сопоставляем ее не с кремнисто-сланцевыми толщами р. Тетюхэ, относящи-

мися к перми, а с верхней песчано-глинистой частью «псевдомонотовой свиты», вскрывающейся в речных обрывах вблизи поселка Тетюхэ.

На северном крыле антиклинали вместо полимиктовых песчаников и брекчий картируется свита верхнетриасовых сланцев, алевролитов и (в основании свиты) известняков с фауной верхней части карнийского яруса. На р. Кинцухэ севернее ключа Рогатого можно видеть несогласное залегание этих известняков на породах, описанных выше как аналоги аввакумовской свиты. Еще далее к северу по мере погружения этого крыла верхний триас сменяется песчаниками чапаевской свиты.

Таким образом, детальное изучение разреза данной антиклинали позволяет выявить следы нескольких несогласий и размывов (между нижней и верхней пермью, между пермью и верхним триасом). Эти несогласия частью были упущены А. Ф. Барановым и С. А. Музылевым, частью отнесены к числу тектонических контактов при картировании данного участка. Это обстоятельство, наряду с игнорированием данных о наличии палеозойских радиолярий в кремнистых сланцах Кинцухэ-Тадушинского водораздела, привело указанных исследователей к ошибочному выводу о согласном напластовании и о триасово-нижнеюрском возрасте всей мощной и разнообразной серии вышеописанных отложений.

Отложения верхней юры и осадочные образования мела в северной части зоны отсутствуют, но имеются в соседних частях синклинория. Обычно на размытые складки верхнепалеозойских и мезозойских свит с резким несогласием налегают слабо дислоцированные эффузивные образования верхнего мела и палеогена. В основании эффузивного комплекса залегает толща ольгинских кварцевых порфиров, туфов и брекчий, общей мощностью около 1100—1200 м. Во время полевых исследований 1947 г. нами были выделены внутри этой толщи отдельные покровы, различающиеся друг от друга по характерной окраске пород и по минералогическому составу вкрапленников. По наблюдениям С. А. Салуна, в районе между низовьями р. Тадуши и верховьями р. Топаузы эффузивные образования образуют три покрова, налегающие друг на друга. Это (снизу вверх): 1) темносерые и коричневые биотит-полевошпатовые кварцевые порфиры, видимая мощность 200—250 м; 2) желтовато-серые, зеленовато-серые кварцевые порфиры, их туфы и брекчии, мощность 200—250 м; 3) красные биотит-полевошпатовые кварцевые порфиры[1], видимая мощность 160 м.

Сходные данные относительно состава и мощности отдельных покровов, выделяемых внутри толщи ольгинских кварцевых порфиров, приводят П. С. Бернштейн, Н. П. Заболотная и другие исследователи. П. С. Бернштейн выделяет четыре эффузивных покрова, различающихся по составу.

Толща ольгинских кварцевых порфиров разбита разрывными нарушениями небольшой амплитуды и образует брахиструктуры — широкие пологие вздутия (например, Владимиро-Мономаховское поднятие) и мульды с падением в крыльях около 5—10°.

В Тетюхинском районе на толще ольгинских кварцевых порфиров залегает покров андезитов («тернейские андезиты») мощностью около 500 м. В бассейне р. Тадуши андезиты распространены гораздо меньше, и обычно непосредственно на ольгинские кварцевые порфиры здесь налегает покров молодых кислых эффузивов (обсидианы, витрофировые порфиры) и туфов. К промежутку между излияниями андезитов и обсидианов

[1] Эти породы, возможно, следует относить к комплексу олигоценовых фельзолипаритов.

приурочено внедрение гранитных и гранодиоритовых интрузий так называемых приморских гранитоидов (Ольгинский и Владимирский массивы и др.). Их возрастное положение более подробно рассматривается в следующем разделе нашего описания (Приморская зона).

Верхним членом палеогенового эффузивного комплекса являются фельзолипариты, покровы которых широко распространены во многих частях Прибрежной антиклинальной зоны и перекрывают угленосные отложения палеогена в верховьях реки Ванчин. Мощность этих покровов достигает 300—400 м.

В тектонической депрессии на р. Тадуше сохранились континентальные отложения верхнего палеогена (снизу вверх): 1) базальный делювий кварцевых порфиров, песчаники, песчанистые глины; 2) продуктивный горизонт — бурые угли и аргиллиты; 3) галечники с прослоем глин. Общая мощность отложений 220 м (Берсенев, 1950-ф). По флоре, определенной из этих отложений, их возраст определяется как эоцен-олигоцен.

Базальты, оливиновые базальты и андезито-базальты Тадушинской депрессии и мыса Низменного сопоставляются нами с неогеновыми или раннечетвертичными базальтами Северного Приморья (сихотэ-алиньские андезито-базальты).

Складчатая структура Прибрежной антиклинальной зоны представляет собою систему сложных антиклинальных складок север-северо-восточного простирания, отделенных друг от друга неглубокими синклинальными прогибами.

В ядрах антиклинальных структур обнажаются породы верхнего карбона (синклиналь горы Зарод — горы Белой) и главным образом кремнисто-сланцевой свиты нижней перми. В крыльях антиклинальных структур и в синклинальных прогибах развиты песчано-сланцевые породы нижней и верхней перми, верхнего триаса и нижней юры.

В бассейне р. Тетюхэ крупными антиклинальными структурами являются Кинцухинско-Горбушинская антиклиналь и Владимиро-Мономаховское поднятие. Кинцухинско-Горбушинская антиклиналь, имеющая ширину до 16 км, характеризуется весьма сложным строением и состоит фактически из трех антиклиналей, сложенных нижнепермскими отложениями (кремнистые сланцы, песчаники), и двух прогибов, из которых восточный выполнен породами аввакумовской свиты, а западный — песчано-сланцевыми породами верхнего триаса — нижней юры (Тетюхинская синклиналь). Расположенная к северо-западу от Тетюхинской антиклинали антиклинальная структура разбита приблизительно параллельными разломами и, возможно, надвинута на меловые породы зоны Главного синклинория.

Юго-восточнее Кинцухинско-Горбушинской антиклинали расположено Владимиро-Мономаховское поднятие. Мезозойская пликативная структура, видимая в пределах поднятия, представляет северо-восточное окончание периклинально-погружающейся сложной антиклинали. Ядро этой антиклинали также сложено кремнистыми сланцами нижней перми, обнажающимися в среднем течении падей Прямой и Кривой. От ядра на северо-восток отходит пучок изоклинальных складок песчано-сланцевой триасово-юрской свиты, опрокинутых по направлению к оси структуры. Для всей структуры характерна ундуляция шарниров, выводящая на дневную поверхность базальные конгломераты T_3^2 и известняки T_3^1.

Срединный прогиб, разделяющий Кинцухинско-Горбушинскую антиклиналь и складки Владимиро-Мономаховского поднятия, также, повиди-

мому, имеет сложное строение. В западной части его намечается небольшое поднятие. Однако широкое распространение ольгинских кварцевых порфиров в этой зоне не позволило изучить с необходимой детальностью мезозойскую структуру срединного прогиба.

В бассейне р. Тадуши особо интересными являются структура Кавалеровской антиклинали, описанной на стр. 158 антиклинали водораздела рек Тадуши и Кинцухэ (район пос. Устиновка) и антиклинали, пересекаемой р. Тадушей выше пос. Суворово. Последние две антиклинали, повидимому, представляют собой продолжение сложной Кинцухинско-Горбушинской антиклинали.

Кавалеровская антиклиналь в осевой своей части сложена главным образом песчано-глинистыми верхнепалеозойскими породами с двумя горизонтами известняков, из которых нижний охарактеризован в районе пос. Кавалерово фауной верхов карбона, а верхний — фауной, указывающей на кунгурский или казанский ярусы пермской системы. Кремнистые сланцы, прослеживающиеся по восточному крылу антиклинали, были отнесены А. Ф. Барановым к юре, а И. И. Берсеневым — к пермской системе. Данные И. И. Берсенева согласуются с нашими наблюдениями на этом участке. Антиклиналь протягивается в север-северо-восточном направлении на 30 км и осложнена разрывами по западному крылу (так называемый Кавалеровский надвиг). На крыльях структуры выходят отложения верхнетриасового и юрского возраста.

В строении двух антиклиналей, составляющих продолжение Кинцухинско-Горбушинской сложной антиклинали, принимают участие породы кремнисто-сланцевой свиты и верхнего триаса. Антиклиналь водораздела рек Кинцухэ и Тетюхэ отчетливо опрокинута к северо-западу. На ее северо-западном крыле верхнепермские отложения местами имеют опрокинутое залегание. Синклинальные прогибы выполнены осадками верхнего триаса — нижней юры.

Кинцухинско-Горбушинское поднятие прослеживается и далее на юго-запад. В пределах Главного синклинория имеются антиклинальные поднятия в верховьях р. Аввакумовки, расположенные на продолжении линии простирания Кинцухинско-Горбушинской антиклинали.

Владимиро-Мономаховскую антиклинальную структуру можно сопоставлять с выходами пермских кремнистых сланцев в верховьях р. Топаузы и в бассейнах рек Аввакумовки и Арзамасовки.

Наряду с описанными крупными поднятиями известны также небольшие структуры протяженностью 8—10 км и шириной 2—3 см (антиклинальная структура между реками Сибайгоу и Юшангоу и др.).

К югу от Аввакумовки и Арзамасовки вся структура Прибрежной антиклинальной зоны испытывает погружение и нацело перекрыта верхнемеловыми и палеогеновыми эффузивами в бассейне рек Пхусун и Ванчин. Еще южнее, в бассейне Таухэ и Судзухэ, опять происходит воздымание осей складок и на большой площади вновь появляются пермские и триасовые отложения. Картирование, проведенное нами на р. Таухэ и в верховьях р. Судзухэ, выявило пять параллельных антиклиналей северо-восточного простирания, сложенных пермскими породами (кремнистые сланцы, песчаники, глинистые сланцы) и четыре расположенных между ними синклинали, заполненные песчано-глинистыми толщами верхнетриасового и нижнеюрского возраста. Нижнеюрский возраст был установлен благодаря находкам белемнитов и брахиопод (Салун, 1949-ф).

В этих синклиналях местами, повидимому, сохранились и нижнемеловые отложения с фауной берриаса, найденной В. П. Михновичем (1938)

и описанной Н. С. Воронец. Пермь, триас и юра смяты с образованием складок второго порядка, с углами падения 30—60°. Северо-западные крылья антиклиналей нередко разорваны с образованием крутых надвигов. В бассейне Таухэ хорошо видно, что шарниры складок воздымаются в юго-западном направлении. В связи с этим на р. Таухэ мы не только в антиклиналях, но и в синклиналях видим одни пермские отложения, а на междуречье Судзухэ и Сучана в ядрах складок уже появляются метаморфические породы докембрия, подстилающие верхний палеозой.

Сопоставление фаций и мощностей верхнепалеозойских и мезозойских отложений Прибрежной антиклинальной зоны с фациями и мощностями одновозрастных отложений других структурных зон Сихотэ-Алиня позволяет сделать некоторые предварительные выводы, касающиеся условий формирования описываемой зоны антиклинальных поднятий и наметить основные этапы ее геологической истории.

Тектонические движения конца нижней перми привели к образованию в пределах описываемой зоны ряда поднятий, которые размывались в продолжение верхней перми и нижнего триаса. Породы аввакумовской свиты (верхняя пермь) и триаса в значительной части состоят из обломков нижнепермских пород наряду с аркозовым материалом, вероятно поступавшим с юго-запада, из области смыкания Главного антиклинория и Прибрежной антиклинальной зоны. На этом этапе развитие структуры Прибрежной зоны и Главного антиклинория происходило сходным образом.

Тектонические движения, имевшие место в конце перми и в среднетриасовую эпоху, смяли в складки породы аввакумовской свиты и нижней перми. Повидимому, к этому же времени относится возникновение многочисленных разрывов в кремнистых сланцах нижней перми. Поднятия охватили всю территорию Прибрежной антиклинальной зоны. Но уже во вторую половину карнийского века трансгрессия вновь распространилась на Прибрежную зону, а в течение норийского века и лейаса здесь отложилась мощная толща терригенных осадков. Главный же антиклинорий к концу среднего триаса представлял собой поднятие, которое, повидимому, в дальнейшем уже не заливалось морем, за исключением некоторых окраин.

С другой стороны, фации верхнего триаса (карнийские известняки) и нижней юры (песчаники, сланцы, радиолярии) позволяют установить четкое разграничение между областью Прибрежной антиклинальной зоны и Главным синклинорием, где карнийские известняки неизвестны, а нижняя юра представлена в основном терригенной сланцевой фацией.

Среднеюрская и нижнемеловая фазы складчатости в основном сформировали складчатую структуру Прибрежной антиклинальной зоны. Меловые трансгрессии, повидимому, уже не распространялись на северную и южную части описываемой зоны. Валанжинская трансгрессия в южной части зоны, вероятно, была локализована в небольшой тектонической депрессии на р. Таухэ и в области местного погружения структур Прибрежной антиклинальной зоны в бассейне рек Ванчин и Пхусун. К концу мела Прибрежная зона представляла собою уже достаточно консолидированное поднятие, на котором отлагались в наземных условиях мощные толщи эффузивных образований сенона, датского яруса и палеогена. Они дислоцированы здесь значительно слабее, нежели в бассейнах рек Санхобе, Белембе, Кемы и Колумбе, входящих в зону собственно альпийской (третичной) складчатости.

Кайнозойские поперечные разломы, рассекавшие восточный склон сводового поднятия Сихотэ-Алиня, хорошо устанавливаются в бассейне

р. Тадуши. Здесь в грабенообразной депрессии, заполненной палеогеновыми (эоцен-олигоцен) глинами, опоками и бурыми углями, отмечаются нарушения с углами падения слоев до 20—90° вблизи разрывов, ограничивающих депрессию (Цветов, 1945-ф). Покровы плиоценовых (?) базальтов и андезитов в среднем течении р. Тадуши, повидимому, представляют собой трещинные излияния, связанные с этими же расколами.

10. ПРИМОРСКАЯ ЗОНА КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Приморская зона по характеру дислокаций верхнемеловых и третичных отложений и по наличию интенсивных проявлений молодой магматической деятельности отнесена к области кайнозойской альпийской складчатости, наиболее типично выраженной на о-ве Сахалине, на Камчатке и Курильских островах. Территориально Приморская зона кайнозойской складчатости занимает узкую (5—37 км) полосу по побережью Татарского пролива и Японского моря от низовьев Амура до устья р. Судзухэ *в южном Приморье. Наибольшей ширины эта зона достигает* между р. Самаргой и р. Хантахезой (Тернейский район), где ее западная граница приблизительно совпадает с водораздельной линией хребта Сихотэ-Алинь и где, следовательно, весь восточный склон хребта принадлежит к Приморской зоне.

Геологическое строение Приморской зоны изучалось в северной части (от устья Амура до мыса Лазарева) — Л. И. Красным, Е. М. Смеховым и Н. В. Антоновым; в районе бухты Сизиман и по р. Амгу — Г. М. Власовым; между Сизиманом и р. Коппи — М. А. Фаворской, П. Н. Кропоткиным, Г. А. Аллером, К. Д. Полячковым, В. А. Булатовым и др.; от р. Коппи до р. Кхуцин — Л. Б. Кривицким, Е. К. Дацко и, в особенности, В. А. Ярмолюком; от р. Кхуцин до Тернея и Синанчи — А. Ф. Барановым, Л. И. Красным, П. С. Бернштейном, М. А. Фаворской, С. А. Гурьевым и А. Б. Разживиным; в Ольго-Тетюхинском районе — Г. П. Воларовичем, М. А. Фаворской, П. С. Бернштейном, И. И. Берсеневым, П. Н. Кропоткиным, С. А. Салун и многими другими исследователями. Интрузии самой южной части этой зоны детально изучал Ф. К. Шипулин. *Общие обзоры по геологии кайнозойских комплексов* Приморской зоны имеются в монографии Г. М. Власова и в статьях М. А. Фаворской. Интересные данные приведены в статье Е. Ф. Малеева (Тр. ДВБАН, 1948; Красный, 1940; Красный и Русаков, 1938; Соколова, 1940; Фаворская, 1949, 1950; Малеев, 1937; Соловьев, 1950; Шипулин, 1950; Власов, 1949-ф; Кропоткин и Шахварстова, 1950-ф; Фаворская, 1950-ф; Булатов, 1931-ф; Кривицкий и Дацко, 1947-ф; Ярмолюк, 1945-ф; Ярмолюк и Усенко, 1946-ф; Ярмолюк, 1947а-ф; Баранов и Эпов, 1940-ф; Красный, 1937-ф; Бернштейн, 1938-ф, 1934-ф; Гурьев, 1950-ф; Разживин, 1950-ф; Берсенев, 1950-ф; Салун, 1949-ф; Иванов, 1949-ф; Воларович, 1933-ф).

В стратиграфическом разрезе Приморской зоны доминируют вулканогенные породы. Разрез наиболее детально установлен в южной и северной частях Приморской зоны. Несмотря на некоторые различия в относительной роли различных членов разреза, северные и южные разрезы хорошо сопоставляются друг с другом, указывая на однотипный, в общих чертах, характер геологического развития всей зоны. Это позволяет в дальнейшем дать общую характеристику стратиграфического разреза, *попутно отмечая местные особенности (табл. VII).*

Из тех отложений, которые известны в пределах Приморской зоны, наиболее древними являются сланцы, предположительно относимые к юре, и песчаники, принадлежащие к нижнему мелу. Они в очень немногих

местах (по р. Синанче и др.) выступают из-под более молодых меловых отложений и параллелизуются с аналогичными породами юры и мела, широко развитыми в соседних частях Главного синклинория (р. Лифудзин, р. Такема, р. Самарга). Более распространены верхнемеловые порфириты и их туфы, более древние, чем так называемый ольгинский комплекс верхнемеловых кислых эффузивов. Эти порфириты отмечаются как в северной части зоны (на р. Аукан и др. между Совгаванью и бухтой Сизиман, см. фиг. 4), так и на юге по р. Синанче и в других местах. И. И. Берсенев относит их к датскому ярусу. Нам представляется более правдоподобным отнесение этих порфиритов к нижней половине верхнего мела (сеноман-турон), аналогично порфиритам и туфогенным породам Сучанского района и Главного антиклинория (табл. VI). Порфириты эти заметно дислоцированы (углы наклона 20—45°), несогласно залегают на более древних мезозойских осадочных породах и в свою очередь несогласно перекрыты кислыми эффузивами ольгинского комплекса.

Наибольшее распространение на площади описываемой зоны имеют вулканогенные породы, принадлежащие к верхней половине верхнего мела и к кайнозою, а также молодые (нижнетретичные) гранитоиды. Стратиграфическое расчленение вулканогенных комплексов оказывается возможным благодаря наличию нескольких горизонтов осадочных пород, охарактеризованных флорой, и благодаря различной степени дислоцированности пород. Явно дислоцированы породы верхнего мела и нижнего палеогена, а местами и более молодые олигоценовые породы. Верхний неоген (базальты, андезиты) и четвертичные отложения подверглись только общему пологому короблению, устанавливаемому путем сопоставления высотных отметок.

Вышеописанные порфириты с размывом и, повидимому, с угловым несогласием в Ольго-Тетюхинском и других районах покрываются комплексом кислых эффузивов и их туфов, известным под названием ольгинского комплекса. Разрез этого комплекса вулканогенных пород, образовавшихся в наземных условиях, естественно очень изменчив. И. И. Берсенев, отмечая это непостоянство разреза и наличие внутриформационных несогласий, все же считает возможным разделить ольгинский комплекс бассейна рек Тетюхэ, Тадуша и Топауза на четыре свиты, снизу вверх: 1) свиту серых и темносерых биотитовых и роговообманковых кварцевых порфиров (до 700—1000 м); 2) свиту светлых туфовых кварцевых порфиров (до 400—700 м); 3) свиту светлоокрашенных и разноцветных плагиоклазовых порфиров, альбитофиров и фельзитпорфиров (до 700 м); 4) свиту серых и темносерых туфовых кварцевых порфиров, имеющую ограниченное распространение.

Такой разрез был составлен для вулканогенных отложений, принимая во внимание не только площадь самой Приморской зоны, но и смежные части Прибрежной антиклинальной зоны и Главного синклинория Сихотэ-Алиня. На этих смежных структурах, судя по данным И. И. Берсенева и С. А. Гурьева, нижняя свита нередко отсутствует и наблюдаются только вторая и третья свиты. По А. Б. Разживину и С. А. Гурьеву, трехчленное деление ольгинского комплекса, соответствующее трем нижним свитам Ольго-Тетюхинского разреза (а, б, в), прослеживается в общих чертах и в более северных районах вплоть до р. Кхущин.

Стратиграфическое положение ольгинского комплекса определяется благодаря его взаимоотношениям с осадочными породами в двух районах Приморья — на р. Тетюхэ и на р. Тахобе (46°18′ с. ш.). В верхнем течении р. Тетюхэ в районе пос. Новая Тайга по ключу Арзамасову,

Схема сопоставления стратиграфических разрезов Приморской зоны [1]

Отделы		Низовья Амура (по Л. И. Красному и др.)	Бассейн рек Ботчи и Нельма (по Л. Б. Кривицкому)	Бассейн рек Кхуцин, Самарга и Единка (по В. А. Ярмолюку)	Бассейн рек Амгу и Кема (по С. А. Гурьеву и др.)	Район Тернея, р. Иодзыхе, р. Синанча (по А. Б. Разживину и др.)	Район рек Тетюхэ и Тадуша (по И. И. Берсеневу, П. Н. Кропоткину и др.)	Ольгинский и Тетюхинский районы (по М. А. Фаворской)	Побережье от Ольги до р. Судзухэ (по Ф. К. Шипулину)	Обобщенная схема для всей Приморской зоны (кроме самой северной части)
Четвертичная система		Аллювиальные и озерные отложения	Аллювиальные отложения	Аллювиальные отложения	Аллювиальные отложения	Аллювиальные отложения	Аллювиальные отложения	Аллювиальные отложения	Аллювиальные отложения	Аллювиальные отложения
Неоген	Плиоцен	Липариты. Андезиты, базальты, липариты, туфы	Базальты оливиновые, покрывающие плато (300—350 м)	Базальты и оливиновые базальты, покрывающие плато	Базальты, андезито-базальты, туфы	—	Базальты, андезито-базальты, туфы (до 200 м)	Базальты	Базальты	Базальты
	Миоцен	—	—	—	—	—	Несогласие	Липариты и их туфы		Кислые эффузивы, туфы
Палеоген	Олигоцен	Туфогенные песчаники, пепловые туфы, глины, бурые угли, диатомиты (до 80 м)	Опоки, туфогенные песчаники и сланцы (с флорой) / Липариты и их туфы	Опоки, сланцы, лигниты (с флорой к западу от с. Кузнецово) / Липариты, дациты и их туфы	Кварцевые порфиры, липариты, андезиты / Опоковидные, глин. сланцы и песчаники (с флорой бух. Амагу) / Кварцевые порфиры, туфы	Кварцевые порфиры, туфы, обсидианы (150 м)	Песчаники, туфопесчаники, глины, опоки, бурые угли (с флорой Тадуши)	Туфоконгломераты, туфы, песчаники, сланцы, бурые угли (с флорой)		Осадочные породы (туфогенные песчаники, глины, опоки, бурые угли) / Кислые эффузивы, туфы, гипабиссальные интрузии гранит-порфиров
							Кислые эффузивы (кварцевые и витрофировые порфиры), туфолавы, туфы (400 м)	Интрузия гранодиорит-порфиров		
	Эоцен	Интрузия гранитов?	Интрузия гранитов	Интрузия гранитоидов	Интрузия гранитоидов	Интрузия гранитоидов	Интрузия гранитоидов	Обсидианы и туфолавы	Интрузия гранитоидов	Интрузия «приморских» гранитоидов
	Палеоцен	Часть андезитов и андезито-базальтов, известных в Приамурье?	Кузнецовская свита — андезито-базальты	Буроугольная свита (с сидеритом, с флорой Кхуцина, Самарги) Кузнецовская свита — андезито-базальты и базальты	Зеленоватые туффиты, песчаники с растительными остатками Андезиты и их туфы	Песчаники, туффиты (120 м) Андезиты и их туфы (280 м)	Андезиты, дациты, порфириты (120—400 м)	Андезиты	Андезиты	Нижняя осадочная свита (туффиты, песчаники). Андезиты, андезито-базальты кузнецовской свиты
			Несогласие?	Несогласие?	?	Несогласие	Несогласие	Интрузия габбро, монцонитов	Интрузия диоритов (?)	Интрузия габбро, диоритов, монцонитов
			Самаргинская свита — андезиты, туфы расланцованные	Самаргинская свита — андезиты, андезито-дациты				Порфириты	?	Порфириты; расланцованные андезиты и туфы самаргинской свиты
Верхний мел			Несогласие	Несогласие, интрузия гранитов				Несогласие?	Несогласие	Несогласие; интрузия гранитов (?)
	Датский ярус	Кварцевые порфиры, порфириты и их туфы	Ольгинская свита — кварцевые порфиры, фельзиты и их туфы	Тахобинская свита — сланцы и опоковидные породы с флорой (100 м)	Полевошпатовые кварцевые порфиры, туфы, лавобрекчии (2-я и 3-я свиты)	Кварцево-полевошпатовые порфиры, туфы (2-я и 3-я свиты)	Светлые плагиоклазовые и кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, туфы (2-я и 3-я свиты) (до 1100 м)	Ольгинский комплекс кварцевых порфиров и их туфов	Ольгинский комплекс кислых эффузивов и их туфов	Ольгинский комплекс кварцево-полевошпатовых и кварцевых порфиров и их туфов
	Сенон			Кварцевые порфиры, порфириты и их туфы	Биотитовые кварцевые порфиры, лавобрекчии, туфы (1-я свита)	Туфы кварцевых и кварцево-плагиоклазовых порфиров, кварцевые порфиры (1-я свита)	Серые и темные биотитовые и роговообманковые кварцевые порфиры, туфы (до 1000 м)			
	Турон и сеноман	?	?	?	?	Полимиктовые песчаники, туфогенные песчаники Порфириты	Песчаники с прослоями глинистых пород и конгломерата; флора Партизанской пади (250 м) Порфириты, туффиты	—	—	Песчаники, сланцы, конгломераты с флорой Партизанской пади Порфириты, туфы
Нижний мел										

[1] Датировка возраста свит, принятая различными исследователями, изменена сообразно с общей схемой сопоставления.

в области водораздела между этим ключом и р. Красной и в верховьях р. Красной, представляющей правую вершину Имана, по нашим наблюдениям и по данным И. И. Берсенева и А. Ф. Баранова, породы ольгинского комплекса почти согласно подстилаются слабо дислоцированными (углы 5—20°) серыми аркозовыми песчаниками, содержащими прослои глинистых сланцев, алевролитов и мелкогалечных конгломератов. В отличие от нижележащих отложений ($J_3 + Cr_1$?) эти породы слабо затронуты трещиноватостью и гораздо менее уплотнены. В сланцах и песчаниках содержится флора, определенная по нашим сборам В. А. Вахрамеевым как *Cladophlebis frigida* Heer (форма, очень близкая, если не идентичная *Cl. septentrionalis* Holl.) и *Menispermites* sp. Первая из этих форм характерна для гиляцкого яруса о-ва Сахалина (сеноман-турон). Такие же песчано-сланцевые породы подстилают толщу ольгинских порфиров в районе пос. Тетюхэ по падям Партизанской и Шубинской, а иногда встречаются в туфах и в порфирах в виде ксенолитов. Из выходов песчано-сланцевых пород по пади Шубинской Т. Н. Байковская определила из коллекции А. Ф. Баранова *Cladophlebis septentrionalis* Hollick (сеноман?). По сборам Н. А. Ракова и Е. К. Дацко, из этих же пород был определен Б. М. Штемпелем папоротник *Phanerophlebites Pealei* Knowlt. или *Saccoloma gardneri* (Lesq.) Knowlt., известный до этого только из слоев Denver группы Ларами (датский ярус, Баранов и Колчина, 1949-ф, Берсенев, 1950-ф).

Г. П. Воларовичем и В. С. Булыго в 1932—1933 гг. было сделано несколько находок флоры в породах той же свиты, но, повидимому, не из коренных выходов. Это обстоятельство, наряду с некоторым сходством песчаников, содержащих флору, с теми песчаниками, которые широко распространены в верхнем течении р. Тетюхэ от поселка Тетюхэ до Сталинского рудника, явилось в дальнейшем источником серьезных ошибок. «Партизанской свитой» были названы именно породы, широко распространенные в верхнем течении Тетюхэ, в действительности относящиеся к юре или нижнему мелу, значительно более дислоцированные и более измененные, чем породы с верхнемеловой флорой. Вследствие этого недоразумения на карте Г. П. Воларовича и других авторов было показано распространение «партизанской свиты» гораздо более широкое, нежели фактическое распространение песчано-сланцевых пород с «партизанской» флорой (Воларович, 1933-ф; Раков и Дацко, 1941-ф; Кропоткин, Салун и др., 1947-ф). Из сборов Г. П. Воларовича по Партизанской пади А. Н. Криштофович определил *Cladophlebis septentrionalis* Hollick, *Phanerophlebites* sp. cf., *P. Pealei* Knowlt., близко напоминающий также *Saccoloma gardneri* (Lesq.) Knowlt., *Anemia* sp., *Filicineae* gen. sp., *Tumion gracillimum* Hollick, *Populus* sp., *Viburnum tiutihoense* Krysht., *Dicotylophyllum* sp., указывающие, по его мнению, на нижнюю половину верхнего мела.

В 250 км к север-северо-востоку от этих мест, на р. Тахобе в 17 км от устья (46°18′ с. ш.) В. А. Ярмолюк описал разрез, позволяющий судить о верхней возрастной границе ольгинского комплекса. Здесь, на толще ольгинских кварцевых профиров и их туфов, согласно залегая на туфовых породах, выходят породы так называемой тахобинской свиты — темносерые и голубовато-серые полосчатые сланцы, опоковидные породы и аргиллиты, переполненные флорой (мощностью 80—120 м). В низах тахобинской свиты, у контакта с туфами, в слое туфогенных сланцев им была собрана флора, определенная М. И. Борсук как *Sequoia ambigua* Heer., *S. obovata* Knowlt., *S. Langsdorfii* (Br.) Heer., *Taxodium dubium* Heer., *Thuites* sp., *Populus cuneata* Newb., *Trochodendroides arcticus*

(Heer.) Berry, *T. Richardsonii* (Heer.) Krysht., *Tetracentron amurensis* Krysht., *Platanus nobilis* Newb., *P. Koeppenii* Krysht., *Protophyllum* sp. n., *Grewiopsis* sp. n., *Zizyphus Meiggsii* (Lesc.) Schimp., *Acer arcticum* Heer., *Cissus* sp., *Aralia Kryshtofovichii* sp. n., *A. Tachobensis* sp. n., *Viburnum montanum* Knowlt., *Vitis Olrikii* Heer. Из этих форм, по М. И. Борсук, *Sequoia ambigua, Protophyllum* и *Grewiopsis* не переходят в третичный период и позволяют «совершенно неожиданно для этой части Дальнего Востока установить безусловно верхнемеловые отложения». Общий облик флоры, по мнению А. Н. Криштофовича и М. И. Борсук, указывает на датский ярус Cr_2^4 (Ярмолюк, 1947-ф). Некоторые формы этого списка указывают даже на сенонский возраст.

Ю. А. Иванов, работавший в том же районе немного позже, указывает в своем предварительном отчете, что эти туфы с флорой залегают в верхней части нижней свиты ольгинского комплекса, параллелизуемой с первой из четырех свит Ольго-Тетюхинского разреза («а», см. выше; Разживин, 1950-ф). Если это так, то флора Тахобе не будет указывать верхний предел возраста ольгинского комплекса в целом и его верхняя часть (вторая и третья свиты) могут быть отнесены к датскому ярусу. Возраст нижней свиты ольгинского комплекса должен быть в этом случае определен как сенонский, так как она заключена между горизонтом с флорой с р. Тахобе и партизанской свитой, которую по флоре вряд ли можно поднять выше турона Cr_2^3.

Тесная связь всех трех свит ольгинского комплекса позволяет нам считать его возраст (или, во всяком случае, возраст главной массы этих вулканогенных пород) заключенным между сеноман-туроном («партизанская свита» с флорой, в нашем понимании) и концом датского века, т. е. относить ольгинский комплекс к сенону (Cr_2) и к датскому ярусу (Cr_2^4). Такое определение возраста согласуется с представлениями М. А. Фаворской. И. И. Берсенев относит ольгинский комплекс к датскому ярусу (Cr_2^4) и палеоцену (Pg_1), считая песчаники «партизанской свиты» с вышеописанной флорой принадлежащими к датскому ярусу. Как уже говорилось, с этим вряд ли можно согласиться, так как в составе «партизанской» флоры присутствуют формы, характерные для гиляцкого яруса Сахалина ($Cr_2^1 + Cr_2^2$).

Породы ольгинского комплекса широко распространены в южной части зоны и гораздо слабее — в средней и в северной частях, за исключением низовьев Амура, где они снова получают большое развитие.

Выше пород ольгинского комплекса с размывом и несогласием залегают в южной части зоны порфириты, а в северной — туфоконгломераты (в нижней части свиты), андезиты, туфы андезитов, андезитодациты и дациты, объединяемые под названием самаргинской свиты. Эти порфириты и андезиты заметно дислоцированы и разбиты трещинами. Мощность свиты в местах максимального развития до 1700 м. М. А. Фаворская относит свиту порфиритов к верхам верхнего мела, но по мнению большинства исследователей, они, как и самаргинская свита, принадлежат к низам палеогена (палеоцену).

Андезиты и дациты самаргинской свиты в свою очередь с перерывом и несогласием перекрываются широко распространенной и на севере и на юге свитой андезитов и андезито-базальтов, на которой залегают бурогольные отложения с флорой эоцена. На юге в этой свите преобладают андезиты, подробно описанные М. А. Фаворской. Их мощность здесь колеблется в пределах от 100 до 400 м. На севере преобладают андезито-базальты, сопровождаемые андезитами, базальтами и многочислен-

ными прослоями туфов; мощность их достигает 200—300 м. Здесь эти андезито-базальты, отличающиеся от неогеновых ($N_2 — Q_1$) андезито-базальтов своей рассланцованностью, были выделены В. А. Ярмолюком под названием кузнецовской свиты. Кузнецовская свита, как и андезиты южного Приморья, прорвана интрузиями так называемых приморских гранитоидов.

На р. Кхуцин (близ устья р. Биамо) и в верховьях Самарги андезито-базальты кузнецовской свиты покрываются буроугольными отложениями с флорой эоценового возраста. В Кхуцинском месторождении (46°07′ с. ш.) осадочные породы представлены опоками, пепловыми и опоковидными глинами, серыми, иногда песчанистыми глинами и бурыми углями; мощность свиты 320—350 м. Характерно присутствие конкреций и прослоек сидерита.

В верховьях Самарги аналогичная свита пород представлена тонкоплитчатыми глинистыми сланцами с флорой и с прослоями сидеритов и бурого угля. Из коллекции В. А. Ярмолюка с р. Самарги М. И. Борсук определены: *Sequoia Langsdorfii* (Br.) Heer., *Taxodium dubium* Heer., *Corylus* sp., *Quercus* cf. *groenlandica* Heer., *Trochodendroides arctica* Berry, *T. Richardsonii* Krysht., *Celastrophyllum* sp., *Platanus* sp. n. из группы *P. basilobata* Ward., *Magnolia* sp., *Vitis sachalinensis* Krysht. — флора, сходная с верхнеэоценовой флорой нижнедуйской свиты о-ва Сахалина, но заключающая элементы верхнемеловой цагаянской флоры, которые указывают на несколько более древний возраст. С р. Кхуцин определены *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Pinus* sp., *Trochodendroides Richardsonii* Krysht., *Sequoia Langsdorfii* Br. (Heer.), *Platanus* sp. cf., *P. Guillelmae* Goepp., *Ulmus* (?) sp., *Taxodium distichum miocenum* Heer., *Alnus* sp. (Ярмолюк и Усенко, 1946-ф). В целом флора указывает на эоцен, и притом скорее на нижний эоцен.

С этими отложениями могут быть сопоставимы туфогенные осадочные породы (зеленовато-серые туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники с растительными остатками), описанные С. А. Гурьевым и А. Б. Разживиным в районе устья р. Белембе, сел. Великая Кема и у с. Шандуйская. Эти породы, мощностью 100—200 м, согласно залегают на андезитах и перекрываются туфовыми кварцевыми порфирами верхнего палеогена. Вблизи устья Белембе описываемые осадочные породы прорваны гранитами (Разживин, 1950-ф).

Среди отложений, более молодых, чем приморские гранитоиды, как на севере, так и на юге отчетливо выделяется комплекс молодых кислых эффузивов — светлых, иногда с фиолетовым оттенком кварцевых порфиров, липаритов, витрофировых порфиров и обсидианов, обычно сопровождаемых туфами и туфолавами. Частью одновременно с ними, частью позже отложились туффиты, песчаники, глины и опоки с прослоями диатомитов и бурых углей, иногда с прослоями конгломератов. Эти осадочные породы в своем распространении тесно связаны с кислыми эффузивами и имеют мощность до 220 м (р. Тадуша). Мощность кислых эффузивов местами достигает 300—450 м. Иногда вместе с кислыми эффузивами встречаются дациты. В районе рек Ботчи и Нельма отмечена явная дислоцированность этих толщ, но в большинстве районов они залегают почти горизонтально.

Возраст описываемых отложений устанавливается по флоре, известной из нескольких пунктов в пределах Приморской зоны и в смежных частях соседних тектонических зон. Для юго-восточного Приморья М. А. Фаворская считает доказанным существование двух комплексов молодых кислых эффузивов: 1) обсидианы и туфолавы; 2) липариты и

их туфы. Туфы, аналогичные голубоватым тонкозернистым туфам липаритов, характерным для верхнего из этих комплексов, были встречены в верхней части угленосных отложений р. Ванчин в виде прослоя среди глин и песчаников. В нижних и средних горизонтах угленосной свиты р. Ванчин из сборов Г. П. Воларовича, А. П. Михновича и В. С. Булыго Б. М. Штемпелем была определена флора двудольных, указывающая на эоцен-олигоцен. Н. А. Болховитина на основании изучения пыльцы из этих же отложений указывает возраст от палеоцена до эоцен-олигоцена.

В бассейне р. Тадуши в районе с. Богополь кислые эффузивы типа витрофировых порфиров, повидимому, перекрываются угленосными отложениями с флорой эоцен-олигоценового типа (*Sequoia Langsdorfii, Taxodium distichum miocenum),* уже упомянутыми при описании Прибрежной антиклинальной зоны. Л. И. Красный, изучавший третичный комплекс кислых эффузивов в бассейне р. Великая Кема, отмечает связь липаритовых туфов, туфобрекчий и опоковидных пород с остатками растений с этим комплексом. В опоковидных породах на берегу моря в 3—4 км от сел. Великая Кема найдены *Sequoia Chinensis* Endo, *Thuites* (*Biota*) *Ehrenswardii* Heer., *Carpinus* sp., *Acer trilobatum* A. Br. (определения Б. М. Штемпеля; олигоцен?).

Еще севернее, в районе бухты Амагу между правыми притоками р. Амгу речками Кудья и Сундуга (45°50′ с. ш.), известен разрез, изученный Г. М. Власовым (1933) и С. А. Гурьевым. В этом разрезе опоковидные породы (диатомиты, трепелы) ассоциируются с туфами андезитов, туффитами, туфогенными песчаниками и песчано-глинистыми породами, содержащими прослои угля. Осадочные породы образуют три горизонта, разделенные двумя горизонтами темносерых пород, описанных, как базальты (Малеев, 1937). Общая мощность осадочных и вулканогенных пород — 280—430 м.

Из этого разреза по сборам А. Г. Кузнецова (1918) А. Н. Криштофович определил *Gingko adiantoides* (Unger) Heer., *Sequoia Langsdorfii* (Brongn.) Heer., *Taxodium distichum miocenum* Heer., *Abies* cf. *Mc Clurii* Heer., *Thuttes Ehrenswardii* Heer., *Fagus Deucalionis* Unger, *Quercus platania* Heer., *Acer trilobatum* A. Br., *Glyptostrobus europaeus* Heer., *Pinus* sp., *Phragmites alaskana* Heer., *Alnus corylifolia* Lesq., *Corylus Mc. Quarri* Forbes, *Myrica* cf. *vindobonensis* (Ett.) Heer., *Rhamnus rectinerois* Heer., *Cornus Studeri* Heer., *Grewia crenata* (Ung.) Heer., *Diospyrus brachysepala* A. Br., *Porana sichota-alinensis* n. sp. Позже С. М. Ткалич из коллекции Г. М. Власова определил *Alnus Kefersteinii* Heer., *Betula* cf. *prisca* Ett., *Carpinus grandis* Ung., *Comptonia* cf. *acutiloba* Brongn., а В. А. Вахрамеев по сборам С. А. Гурьева — те же восемь форм, которые перечислены первыми в списке А. Н. Криштофовича. Относя эту флору к эоцену-олигоцену, мы, вероятно, должны считать переслаивающиеся с континентальными осадочными породами базальты и андезиты излияниями, по возрасту близкими к третичным кислым эффузивам. Следует отметить также, что на самом юге Приморья, в Хасанском районе, геологическая история которого, по данным Г. М. Власова, имеет некоторую аналогию с историей Приморской тектонической зоны, кислые липаритовые лавы эоцена и верхнего олигоцена — среднего миоцена разделены комплексом базальтов и андезито-базальтов, принадлежащим к верхнему эоцену — нижнему олигоцену и покрываются эффузивами среднего состава (дациты, андезиты), принадлежащими к верхнему миоцену.

В 8 км западнее сел. Кузнецово (46°16′) также выходят отложения третичной лигнитоносной свиты — белые туфогенные аргиллиты, углистые аргиллиты, лигниты с флорой *Sequoia Langsdorfii* Br. (Heer.),

Glyptostrobus europaeus Heer., *Taxodium dubtum* Heer., *Alnus Kefersteinii* (Goepp.) Ung., *A. Schmidtii* Bors., *Ulmus longifolia* Ung., *U. carpinoides* Goepp., *Quercus horniana* Lesq., *Quercus lonchitis* Ung. cf. *Q. duensis* Bajc., *Castanea Ungeri* Heer., *Trapa borealis* Heer. — характерный комплекс олигоценовых флор Дальнего Востока. Водяной орех *Trapa borealis* — форма, свойственная нижнемиоценовой так называемой верхнедуйской свите. Это позволяет, по А. Н. Криштофовичу, приписывать данной свите верхнеолигоценовый возраст.

В северной части зоны на р. Ботчи в 25 км от пос. Гроссевичи (48°11′ с. ш.) выходят отложения, которые Л. Б. Кривицкий и Е. К. Дацко считают по времени близкими к липаритам и туфам вышеописанного комплекса третичных кислых эффузивов. Эта свита опок, туфогенных песчаников и туфогенных сланцев залегает несогласно на туфобрекчиях андезито-базальтовой кузнецовской свиты и имеет мощность 100—120 м. Отсюда И. В. Палибин по сборам Я. С. Эдельштейна (1897) определил формы *Tsuga Schmidtiana* Palib., *Pinus* sp., *Sequoia Langsdorfii* (Brongn.) Heer., *Thuites Ehrenswardii* Heer., *Alnus Kefersteinii* Goepp., *Carpinus grandis* Ung., *Betula sachalinensis* Heer., *B. elliptica* Saporta, *B. prisca* Ett., *Corylus Mc Quarri* Forbes, *Sophora Edelsteinii* n. sp. (Palib.). Позже С. М. Ткалич из коллекции Н. В. Овсянникова (1931 г.) определил *Taxodium distichum miocenum* Heer., *Zelkova Ungeri* Kov., *Betula Brongniartii* Heer., *Castanea* sp., *Juglans* sp. *(nigella?)*, а М. И. Борсук по сборам Л. Б. Кривицкого и Е. К. Дацко—*Taxus praecuspidata* sp., nov., *Thuites Ehrenswardii* Heer., *Juglans acuminata* cf. *latifolia* (Al. Br.), *Betula prisca* Ett., *Alnus* sp., *Carpinus grandis* Ung., *Corylus Mc Quarri* (Forb.) Heer., *C. Mc Quarri* var. *microdonta* Heer., *Sorbus elliptica* sp. n. *Crataegus* sp. Сопоставление с ископаемыми флорами Хасанского района позволяет, по мнению М. И. Борсук, определить возраст ботчинской свиты как верхний олигоцен — нижний миоцен.

Наконец, в низовьях Амура, в той части, которую по истории развития можно параллелизовать с зоной кайнозойской складчатости юго-восточного Приморья, поверх основных (порфириты Cr_2^1) и кислых эффузивов (кварцевые порфиры и кварцевые порфириты $Cr_2^3 + Cr_2^1$, аналогичные ольгинскому комплексу Приморья) залегают континентальные третичные отложения — песчано-глинистые туфогенные породы с прослоями бурых углей. Они приурочены здесь к отдельным небольшим депрессиям. На побережье Амурского лимана третичные глины содержат отпечатки хвойных, *Quercus drymeja* Ung., *Comptonia* sp., *Phyllites* sp. и семена двудольных, в целом дающие, по мнению, А. Н. Криштофовича, некоторое указание на олигоценовый возраст отложений (Красный, 1940). Эти отложения древнее андезито-базальтов, имеющих здесь значительное распространение и параллелизуемых с плиоценовыми базальтами восточного склона Сихотэ-Алиня. Наиболее молодыми эффузивами в низовьях Амура являются третичные и четвертичные липариты, нередко перемежающиеся с базальтами (Тр. ДВБАН, 1948).

После перерыва, приходящегося приблизительно на миоцен и сопровождавшегося значительной нивелировкой рельефа, произошли трещинные излияния оливиновых базальтов и андезито-базальтов. Они занимают особенно большую площадь в северной части зоны между Кхуцином и Самаргой, между Самаргой и Нельмой в районе Советской Гавани, по нижнему течению р. Тумнин и в низовьях Амура. Повсюду эти базальты покрывают поверхность тех миоценовых (?) плато, в которые врезаны долины рек, сформировавшиеся в четвертичном периоде.

Вместе с тем, например на р. Ботчи, базальты залегают стратиграфически выше осадочных пород с флорой верхнего олигоцена — нижнего миоцена и выше андезитов кузнецовской свиты. Все это позволяет приписать плато-базальтам восточного склона Сихотэ-Алиня верхнетретичный, вероятно плиоценовый, возраст. Мощность базальтов достигает 200—300 м.

Кроме этих базальтов, повидимому, имеются и более молодые четвертичные базальты, потоки которых спускаются в долины рек, залегая на террасах (район р. Тумнин и др.). На поверхности базальтовых покровов местами сохранились образования латеритного типа, связанные с древней корой выветривания (Фаворская, 1950-ф; Красный, 1940). Стратиграфический разрез Приморской зоны заканчивается четвертичными аллювиальными отложениями и отложениями морских террас. Обычно выделяются пойма и надпойменные террасы — первая (от 0 до нескольких метров от уреза воды в реках), вторая (0—10 м) и третья (до 15—20 м от уреза воды). Суммарная мощность отложений первой и второй террас колеблется от 0,5—6 м в верховьях рек до 30 м в низовьях и приустьевых частях (суглинки, галечники, гравий).

Перечисленными находками растений в верхнемеловых и третичных отложениях по существу исчерпывается тот палеонтологический материал, который может быть использован для определения возраста вулканогенных и интрузивных пород, резко преобладающих в разрезе Приморской зоны. Как мы видели, по флоре отчетливо обособляются комплексы партизанской свиты (сеноман-турон, т. е. аналоги гиляцкого яруса о-ва Сахалин), тахобинской свиты (датский ярус) и буроугольной свиты рек Кхуцин и Самарга (эоцен, флора, близкая флоре из угленосной нижнедуйской свиты или несколько более древняя). Более расплывчатой оказывается характеристика возраста свит туфитов, опок и лигнитов, содержащих флору эоцен-олигоценового (бухта Амагу), олигоценового и олигоцено-нижнемиоценового (р. Ботчи) облика по определениям различных авторов. Следует подчеркнуть, однако, что флоры, известные из разных мест (р. Тадуша, район к западу от пос. Кузнецово, район бухты Амагу, р. Ботчи) содержат много общих форм. Остается неясным, принадлежат ли все эти флоры к одному и тому же стратиграфическому горизонту олигоценового (?) возраста, или же — что представляется более правдоподобным — перечисленные находки соответствуют свитам разновозрастным, возникавшим в отдельных котловинах более или менее одновременно с накоплением третичных кислых эффузивов.

Таким образом, магматический цикл Приморской тектонической зоны начинается с излияний основных лав (порфириты — сеноман, может быть турон $Cr_2^1 + Cr_2^2$?), затем следуют кислые эффузии, особенно широко распространенные на юге (порфиры ольгинского комплекса — сенон и датский ярус, $Cr_2^3 + Cr_2^4$). Этим эффузивам соответствуют на о-ве Сахалине вулканогенные породы, присутствующие в довольно большом количестве в отложениях гиляцкого яруса (туфогенные породы, $Cr_2^1 + Cr_2^2$) и ороченского яруса (туффиты, туфы порфиритов, порфириты и др., сенон Cr_2^3) главным образом в юго-западной части острова.

После перерыва, имевшего место приблизительно в конце мела и обусловившего на о-ве Сахалине несогласное залегание палеоцен-эоценовой конгломератовой свиты на сеноне (так называемая ларамийская фаза?), в Приморской зоне происходит накопление порфиритов и андезитов самаргинской свиты и затем — после нового перерыва — излияние андезитов и андезито-базальтов кузнецовской свиты. Образование этих свит, повидимому, падает на нижнюю часть палеогена (палеоцен Pg_1 — низы

эоцена Pg_2). Об этом говорит согласное налегание буроугольных отложений р. Кхуцин, содержащих флору нижнего эоцена, на кузнецовскую свиту эффузивов.

Затем, приблизительно в эоцене, последовало внедрение главной массы приморских гранитов и, вслед за ним, серия излияний, образующих третичный комплекс кислых эффузивов. Эти излияния были, повидимому, более или менее одновременны с накоплением кремнистых пород (опок, диатомитов) и буроугольных отложений верхнеэоценового, олигоценового и нижнемиоценового возраста. Интересно отметить, что олигоцен о-ва Сахалина также содержит много кремнистых пород, а нижний миоцен — угли и углистые сланцы. Для этого же интервала времени на Сахалине известен (например, между свитами Хандаса и верхнедуйской) комплекс разнообразных туфов с покровами базальтов. Интрузии диорита и сиенита в южной части острова прорывают верхний эоцен и нижний олигоцен (Смехов, 1947).

Магматический цикл Приморской зоны заканчивается излияниями базальтов и андезито-базальтов, а в низовьях Амура, кроме того, и липаритов. Как уже указывалось, они, повидимому, происходили в плиоцене и, в гораздо меньшей степени — в раннечетвертичную эпоху.

Среди интрузивных изверженных пород Приморской зоны доминирующую роль играют так называемые приморские гранитоиды. Эти нижнетретичные интрузии встречаются, как мы знаем, и в других тектонических зонах Сихотэ-Алиня, но особенно характерны и многочисленны в Приморской зоне. Здесь они образуют около сотни массивов и штоков, иногда довольно крупных — до 300 км^2. Так, например, массив между устьями рек Судзухэ и Ванчин имеет до 55 км в длину. До 20—30 км в поперечнике имеют Владимирский массив у залива Владимира, Тернейский к юго-западу от бухты Терней, Ботчинский в среднем течении р. Ботчи и другие. Однако чаще приморские гранитоиды занимают на современном срезе небольшие участки площадью от двух квадратных километров до нескольких десятков квадратных километров. Положение видимой границы массивов по отношению к современному рельефу указывает, что многие из них представляют собой вскрытые эрозией выступы еще более крупных тел, объединяющих в себе несколько таких интрузий. Некоторые массивы, особенно на юге, вытянуты своими осями по общему направлению складчатости Приморской зоны параллельно современной береговой линии.

Результаты детального изучения интрузивных фаз приморских гранитоидов, произведенного М. А. Фаворской, Ф. К. Шипулиным, И. И. Берсеневым, А. Б. Разживиным и С. А. Гурьевым в южной и средней частях Приморской зоны, приводят, за исключением некоторых деталей, к согласным результатам. Наиболее раннюю интрузивную фазу составляют габбро, габбро-монцониты, диориты, кварцевые диориты и кварцевые монцониты. Эти породы среднего и основного состава образуют в одних случаях небольшие самостоятельные интрузии (мыс Бодиско, зал. Китовое Ребро, район пос. Ольга и Тетюхэ, р. Кехтосо), в других — встречаются в краевых частях массивов приморских гранитоидов. Последние прорывают и асимилируют породы среднего состава и часто содержат их в ксенолитах. Они встречаются в виде ксенолитов и в лампрофировых дайках, секущих приморские гранитоиды. Это указывает на более значительное распространение габбро-диорито-монцонитовых пород в том структурном ярусе, который был прорван гранитами и дайками и пока еще не вскрыт эрозией, обнажившей только верхние части гранитных интрузивов. Габбро, диориты и монцониты прорывают толщу

ольгинских порфиров, но не оказывают контактового воздействия на нижнепалеогеновые андезиты. Это позволяет приписывать данной интрузивной фазе более ранний возраст (конец датского века — начало палеогена ?), нежели главной фазе интрузий приморских гранитоидов.

Породы главной интрузивной фазы, т. е. подавляющая масса пород приморских интрузий, сложены серыми или розово-серыми биотитовыми и биотито-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. Граниты часто имеют порфировидную структуру (до гранит-порфиров в краевых фациях), встречаются крупнозернистые лейкократовые розовые граниты. Все эти породы связаны взаимопереходами. Нередко в более крупных массивах заметно грубоконцентрическое строение, причем в одних случаях (Судзухинский, Кемский массивы, интрузия на водоразделе рек Иодзыхе и Сицы в Тернейском районе) в центре располагаются лейкократовые и биотитовые граниты, а по периферии—биотито-роговообманковые граниты и гранодиориты, а в других, наоборот, центральные части массивов сложены гранодиоритами, биотито-роговообманковыми гранитами и граносиенитами, а периферические — розово-серыми биотитовыми гранитами и розовыми лейкократовыми гранитами (Валентиновский, Колумбинский массивы).

Возраст главной интрузивной фазы определяется тем, что граниты не только повсеместно рвут толщу ольгинских порфиров, но местами имеют активный контакт и с андезитами нижнего палеогена (аналогами кузнецовской свиты). Так, в Ольгинском районе андезиты в контакте с гранитами подвергаются окварцеванию и другим изменениям (Фаворская, 1950); в истоках р. Левая Колумбе граниты прорывают толщу андезитов и содержат их ксенолиты. В северной части Приморской зоны граниты в районе рек Ботчи и Нельма во многих местах прорывают самаргинскую свиту порфиритов и андезитов, а вблизи сел. Гроссевичи дают апофизы в андезито-базальты кузнецовской свиты. Активные контакты гранитов с диоритами предыдущей фазы описаны на горе Бодиско, в районе Ольги, у сел. Благодатное (между бухтами Хунтами и Колумбе) и в других местах. Верхняя возрастная граница приморских гранитоидов определяется присутствием гальки гранита в буроугольных отложениях эоцен-олигоцена. В районе бухты Красная Скала и в других местах третичные кислые туфы липаритов, аналогичные туфам, залегающим в основании эоцен-олигоценовой угленосной толщи р. Ванчин, содержат обломки аплитов и красных гранитов, несколько более поздних, чем главная масса приморских гранитоидов. Таким образом, возраст главной интрузивной фазы приморских гранитоидов падает приблизительно на эоцен.

Более поздние интрузивные фазы, тесно связанные с главной фазой, представлены: а) небольшими штоками и дайкообразными интрузиями гранодиорит-порфиров, гранитпорфиров, диорит-порфиритов; б) небольшими интрузиями красных пегматитовых гранитов, щелочных гранитов с рибекитом и щелочноземельных гранитов. По М. А. Фаворской красные граниты древнее гранодиорит-порфиров. По Ф. К. Шипулину, красные щелочные граниты моложе гранодиорит-порфиров и представляют собой завершающую фазу приморского интрузивного цикла. Повидимому, имеется несколько поздних фаз малых интрузий гранодиорит-порфирового и гранит-порфирового типа; некоторые из них могут быть связаны с третичными (эоцен — нижний миоцен) кислыми лавами. М. А. Фаворская указывает случай пересечения гранодиорит-порфиров, рвущих красный гранит, мощною дайкой липаритов.

Кроме этих малых интрузий с массивами приморских гранитоидов связаны жилы аплитовидных гранитов и аплитов нескольких генераций,

дайки лампрофиров (одиниты, спессартиты и др., нередко встречающиеся *и на большом расстоянии от видимых границ гранитных массивов*), скарновые образования и гидротермальные жилы. Ряд фактов указывает, что «генетически дайки лампрофиров, очевидно, не связаны непосредственно с гранитными интрузиями, после которых они образовались. Лампрофиры, как и сами граниты, были сформированы за счет инъекции магмы в верхний структурный ярус из глубинных частей коры» (Шипулин, 1950).

В средней и северной частях Приморской зоны строение интрузивных массивов изучено менее детально. В. А. Ярмолюк в своих работах 1944—1947 гг. различает в районе рек Кхуцин и Самарга две группы интрузий.

1. Гранитоиды, описанные как ларамийские (побережье между сел. Кузнецово и Светлая, верховья Ахобе, среднее течение р. Самарги). Эти гранитоиды рвут комплекс верхнемеловых порфиров, но нигде не наблюдалось, чтобы они прорывали самаргинскую толщу андезито-дацитов. Это светлосерые лейкократовые пегматоидные граниты, биотитовые граниты, в периферических частях массивов — мелкозернистые порфировидные граниты, аплитовидные биотитовые граниты (иногда с гранофировой структурой), в целом довольно однородного состава.

2. Гранитоиды, описанные В. А. Ярмолюком и Л. Б. Кривицким как третичные (послеэоценовые). Они развиты на побережье в районе рек Самарга и Единка, по р. Ботчи и другим и характеризуются пестротой состава, гипабиссальным обликом; прорывают самаргинскую, а местами и кузнецовскую свиту. Это биотитовые и биотито-роговообманковые граниты, гранофировые и гранит-порфировые разности пород такого же состава, гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монцониты и диориты. Совершенно ясно их большое сходство с приморскими гранитоидами *южной части зоны*.

Поскольку в лавобрекчиях андезито-базальтов кузнецовской свиты по данным Л. Б. Кривицкого и Е. К. Дацко присутствует галька каких-то более древних гранитов, а среди серых приморских гранитоидов главной интрузивной фазы встречаются, по М. А. Фаворской, ксенолиты *среднезернистых лейкократовых гранитов, не вскрытых на поверхности*, не исключено, что наряду с главной интрузивной фазой (эоцен ?) действительно имела место более древняя интрузивная фаза, близкая к так называемой ларамийской тектонической фазе.

Еще севернее в районе Советской Гавани М. А. Фаворской детально изучен сложный массив, по составу пород и этапам формирования аналогичный массивам южной части зоны (габброиды, биотитовые граниты и пр.). На р. Коппи известны штоки габбро-монцонитов и крупная интрузия гранитов. В *краевой части этой интрузии большую площадь занимают* сиениты и кварцевые сиениты, которые в других частях Приморской зоны имеют ничтожное распространение (Булатов, 1931-ф).

Детальное изучение приморских гранитоидов представляет особый интерес, поскольку с ними связаны главные рудные богатства Сихотэ-Алиня.

Тектоника верхнемеловых и третичных отложений Приморской зоны характеризуется брахискладчатостью, причем оси кулисообразно расположенных сравнительно пологих складок обычно вытянуты в северо-восточном направлении, более или менее близком к общему простиранию всей складчатой зоны и береговой линии. Выяснение конкретных пликативных структур затрудняется недостаточной разработанностью и большой изменчивостью стратиграфического разреза, представленного главным образом массивными вулканогенными породами континентального

происхождения. Наклоны слоев, связанные с тектоническими деформациями, не всегда можно отличить от первичных наклонов, имевших место при накоплении материала на склонах вулканов центрального типа.

Тем не менее, достаточно четко устанавливается постепенное усиление пликативных дислокаций в эффузивных породах верхнего мела по мере перехода от Главного синклинория и Прибрежной антиклинальной зоны к Приморской складчатой зоне. За ее пределами дислоцированность ольгинских порфиров и туфов носит местный, локальный характер. Напротив, в узкой прибрежной полосе у устья рек Пхусун и Ванчин, у залива Ольга, в Тернейском районе мы видим, что эти породы повсеместно нарушены, нередко рассланцованы и иногда образуют мелкие складки с углами падения до 60°. Имеется ряд разрывных нарушений, параллельных складчатости (район бухты Валентин и др.), дислокации часто усиливаются вблизи гранитных интрузий.

Степень дислоцированности закономерно уменьшается с переходом от нижних свит к верхним свитам разреза.

Верхнемеловые порфириты, порфиры и их туфы образуют пологие широкие (5—10 км) куполовидные структуры и мульды с углами падения слоев 10—15° на сводах и в мульдах и 20—45° на крыльях антиклиналей. Максимальные значения углов падения достигают 40—50°, в единичных случаях — 60—90°. В палеогеновых эффузивах и буроугольных отложениях углы падения по имеющимся замерам колеблются в пределах от 5 до 20°, достигая иногда 20—40° в самаргинской свите, более рассланцованной, чем кузнецовская. В обеих этих свитах нередки разрывы с амплитудой смещения до нескольких десятков метров или даже первых сотен метров, зоны дробления и пр. Вблизи разрывов усиливаются и складчатые дислокации. В верховьях р. Тахобэ отмечен надвиг верхнемеловых кварцевых порфиров на туфы, принадлежащие к верхнему палеогену.

В районе рек Амгу и Кхуцин пресноводные отложения эоцена и олигоцена образуют мульды с углами падения не более 15°. Севернее, на реках Ботчи и Нельма, туфогенно-осадочные породы, охарактеризованные флорой олигоцена или нижнего миоцена, явно дислоцированы и имеют углы падения слоев от 10 до 30°. Однако простирание складок в этих отложениях по имеющимся замерам скорее широтное, чем северо-восточное. В кузнецовской свите также местами замечаются большие отклонения простирания слоев от доминирующего северо-восточного направления.

Из отдельных пликативных структур в верхнемеловых и третичных отложениях можно отметить антиклиналь с выходами верхнемеловых порфиров в ядре поднятия в среднем течении р. Ботчи, такие же антиклинали на р. Ахобе и в районе сел. Кузнецово (от верховьев р. Тахобэ до мыса Бакланьего), куполообразное поднятие в районе бухты Тавайза и пос. Терней, антиклиналь в среднем течении р. Синанчи с выходами сеноман-туронских порфиритов и более древних осадочных пород мезозоя в осевой части складки и т. д.

Расположение структур, устанавливаемых по выходам различных свит верхнего мела и нижнего палеогена, слабо согласуется с конфигурацией мульд, заполненных более молодыми осадками. Повидимому, многие из этих мульд являются наложенными. Так, например, осадочные свиты эоцена-олигоцена в районе бухты Амагу приурочены к периклинальному погружению антиклинальной структуры недалеко от ее свода. С другой стороны, мульда на р. Ботчи в 15—35 км к северо-западу от сел. Гроссевичи обнаруживает черты унаследованности тектонического

плана деформаций. У оси этой брахискладки выходят осадочные породы олигоцена и эффузивы кузнецовской свиты, по крыльям хорошо прослеживаются более дислоцированные андезиты и андезито-базальты самаргинской свиты, а еще дальше к северо-западу и юго-востоку в ядрах соседних антиклиналей обнажаются нижележащие ольгинские кварцевые порфиры (верхний мел).

В базальтах плиоцена вообще не наблюдается пликативных дислокаций в собственном смысле слова. Вследствие новейшего сводового поднятия базальты вблизи водораздела подняты на высоту 600 м (верховья реки Амахэ, река Хутту), тогда как у берега они залегают на высоте 40—50 м над уровнем моря или даже опущены ниже уровня моря. Их наклон определяется общим наклоном верхнетретичного пенеплена, связанным с пологим изгибанием земной коры в области Сихотэ-Алиня и достигает в этих местах величины 0,6 км на 50 км (от водораздела до моря), т. е. немного больше полградуса. Вблизи истоков Кемы и Кхуцина, в области Главного водораздела, третичный пенеплен, забронированный базальтами, поднят на еще большую высоту — до 900—1600 м над ур. м., что дает средний наклон до полутора градусов.

Сравнивая строение и историю геологического развития Приморской зоны и Сахалина в течение позднего мезозоя и кайнозоя, мы можем, наряду с некоторыми чертами сходства, заметить большие различия. Сходство, как уже было отмечено, состоит в более или менее близком совпадении периодов усиления вулканической деятельности на Сахалине (сенон, олигоцен) и в Приморье, в совпадении периодов общего поднятия страны в конце мела — начале палеогена, которое, благодаря наличию углового несогласия между верхнемеловыми и нижнетретичными отложениями, рассматривается как ларамийская тектоническая фаза. В обоих районах это несогласие не очень значительно. Как указывают Е. М. Смехов и другие авторы, на Сахалине наиболее отчетливо проявилась складчатость «на границе плиоцена и плейстоцена. В сущности этой фазой складчатости дислоцирован весь мощный комплекс осадочных образований в современной ее форме» (Смехов, 1947).

Эта же молодая складчатость (так называемая фаза Шобудани) сыграла существенную роль в формировании современной структуры Японских островов (Кобаяши, 1939; Бубнов, 1947; Нагао, 1939). Верхний мел о-ва Сахалина собран в крутые складки, палеоген и неоген образуют дополнительные структуры на крыльях антиклинориев. Углы падения в этих третичных отложениях колеблются от 10 до 80°, обычно 30—60°; имеется много разрывных нарушений. Напротив, на материке в Приморской зоне движения конца третичного времени не создали пликативных структур и выразились только в короблении земной коры, в сводовом поднятии Сихотэ-Алиня, опускании зоны низовьев Амура и зоны Татарского пролива и т. п. Последние, по времени образования, пликативные структуры сложены отложениями олигоцена — низов миоцена (пологие складки на р. Ботчи и др.), тогда как плиоцен (базальты и их туфы) уже не несет признаков пликативных дислокаций. Повсеместная дислоцированность верхнемеловых и палеогеновых отложений и большое распространение нижнетретичных интрузий позволяет причислять Приморскую зону к области кайнозойской (альпийской) складчатости, но в системе этой складчатости она представляет собой образование более древнее, чем зона острова Сахалина, Японских островов и Камчатки.

Второе отличие Приморской зоны состоит в том, что мощность осадочных верхнемеловых и кайнозойских отложений здесь гораздо меньше,

чем в геосинклинальных зонах Сахалина. На Сахалине общая мощность этих отложений достигает 10 000 м ($Cr_2^1 + Cr_2^2 = 1000$ м, $Cr_2^3 = 4500$ м, $Pg = 1000—3000$ м, $N = 4000—5000$ м), причем вулканогенные породы играют здесь подчиненную роль. Континентальные и морские отложения неоднократно чередуются в мощном геосинклинальном разрезе Сахалина, причем морские осадки приурочены к сеноману, олигоцену, нижнему и верхнему миоцену и плиоцену.

В Приморской зоне осадочные породы, начиная с сеномана-турона (партизанская свита), представлены исключительно континентальными образованиями, причем нормальные песчано-глинистые терригенные породы и туффиты распространены не сплошь, а только в отдельных мульдах, и имеют суммарную мощность не более 500—1000 м. Преобладают вулканогенные породы наземного происхождения, общая мощность которых хотя и значительна (Cr_2—до 2500 м, Pg—1500 м, N — до 300 м в отдельных участках), но все же гораздо меньше, чем мощность Сахалинского разреза.

В то время как большая часть Сахалина представляла собой интенсивно прогибавшуюся и заполнявшуюся осадками геосинклиналь, Приморская зона составляла полосу суши, увенчанную рядами вулканов. Одни участки в этой полосе испытывали поднятие и подвергались размыву, в других происходило прогибание и возникали заболоченные котловины с отдельными озерами. В этих условиях могли накапливаться буроугольные отложения, а также кремнистые породы — диатомиты, трепелы и опоки, отчасти связанные по своему генезису с вулканической и постмагматической деятельностью. До некоторой степени аналогичные физико-географические условия можно видеть и сейчас в низовьях Амура, где имеются заболоченные и озерные низменности, разделенные областями поднятий, сплошь покрытых молодыми эффузивами.

ЧАСТЬ III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Как показывает материал, приведенный в предыдущих главах, обобщение современных данных по геологии южной половины Дальнего Востока подтверждает ту схему геологического строения, которую, в развитие взглядов А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, наметил Н. П. Херасков в 1939 г. (Херасков, Давыдова и др., 1939). Он выделил здесь зону варисцийской складчатости с полным разрезом среднего палеозоя, протягивающуюся от верхнего течения Амура до Удского края и совпадающую, следовательно, с нашей Ольдое-Селемджинской зоной, и отметил главенствующую роль верхоянской (мезозойской) складчатости и широкое распространение соответствующего комплекса осадков (C_3—Cr_1) в пределах южной половины Дальнего Востока.

В системе верхоянской складчатости Н. П. Херасков выделил шесть структурных единиц, соответствующих важнейшим из структурных элементов, показанных на фиг. 5. Кроме того, он раскритиковал взгляды некоторых геологов, включавших всю южную половину Дальнего Востока в зону альпийской складчатости, и ограничил пределы этой зоны о-вом Сахалином и восточным склоном хребта Сихотэ-Алинь. Последующее изучение геологии южной части Дальнего Востока подтвердило эти идеи и выявило значительное сходство строения и истории развития описываемой области с геологическим строением и развитием других частей Тихоокеанского пояса мезозойской складчатости.

Восстанавливая в целом историю формирования того участка земной коры, который составляет южную часть Советского Дальнего Востока, мы обнаруживаем постепенный, прерывавшийся целым рядом трансгрессий рост площади суши и отступание моря. Территория Азиатского материка увеличивалась за счет площади геосинклинальных и эпиконтинентальных бассейнов, тесно связанных с дальневосточными и арктическими морями.

Уже древнейшая архейская или нижнепротерозойская складчатость, сопровождавшаяся внедрением огромных масс гранитных интрузий, которые составляют цоколь континентальной платформы, привела к образованию крупных массивов суши в области Алданского щита и в южной Маньчжурии и Корее. Не касаясь остальных частей Сибирской и Китайской платформ, мы можем говорить, по материалам дальневосточной геологии, о большой древности кристаллических щитов Алдана, Маньчжурии и Кореи.

Во всех этих районах мелководные отложения верхнепротерозойского эпиконтинентального морского (частью лагунного) бассейна, принадлежащие в основном к так называемой синийской системе, залегают с резким несогласием на архейском гранито-гнейсовом фундаменте.

Протерозойские отложения обнаруживают здесь сравнительно пологую волнистость и разрывы, т. е. дислокации такого типа, которые указывают на платформенные и глыбовые деформации. Это были деформации основания, связанные с движениями конца протерозоя, начала палеозоя и мезозойской эры. Типичная геосинклинальная складчатость не наблюдается как в протерозойских и нижнепалеозойских отложениях Алданского щита и соседних частей Сибирской платформы, так и в аналогичных отложениях Кореи и южной Маньчжурии.

Небольшие, менее консолидированные площади суши возникли в докембрии в области Ильхури-Алиня, Доуссе-Алиня, составляющего продолжение Малого Хингана на китайской территории, в южной части Зейско-Буреинской плиты, в северной части Хингано-Буреинского антиклинория, в пределах Ханкайского тектонического массива и в южной части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Размыв всех этих площадей суши поставлял тот обломочный материал, который мы видим в протерозойских и кембрийских отложениях хребта Тукурингра, Малого Хингана, южного Сихотэ-Алиня и т. д.

В течение нижнесилурийской (ордовичской) и верхнесилурийской эпох и девонского периода, повидимому, имели место крупные орогенические и эпейрогенические движения, пока еще очень слабо расшифрованные. Они привели к большому расширению площади суши как в районах, лежащих между Сибирской и Китайской платформами, так и в области Сихотэ-Алиня.

В конце ордовика (лландейло-карадок), в верхнем силуре и в девоне еще сохранялся морской бассейн, протягивавшийся из области Забайкалья и Большого Хингана в западную часть нынешнего Охотского моря. Этот бассейн оставил мощную серию геосинклинальных отложений в пределах Ольдое-Селемджинской зоны (с обеими ее ветвями — Аянской и Шантарской), в северной части нынешней Зейско-Буреинской плиты, в Биро-Урмийской зоне и, возможно, в южной части Хингано-Буреинского антиклинория.

Осадки всех этих периодов отсутствуют на большей части Ханкайского массива и в южной части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Верхний палеозой (C_3—P_1) залегает здесь резко трансгрессивно на докембрии или на глубоко размытых так называемых шмаковских гранитах, прорывающих нижнекембрийские отложения. Такие соотношения указывают на существование интенсивно размывавшейся суши в пределах Ханкайского массива и южной части Сихотэ-Алиньского антиклинория. Вероятно, и в северной части антиклинория в результате нижне- и среднепалеозойской складчатости обособились отдельные более консолидированные участки суши, составлявшие ядро постепенно разраставшегося складчатого сооружения.

Главным результатом нижне- и среднепалеозойской орогении, сопровождавшейся внедрением огромных масс гранитного сиалического материала (так называемые буреинские, биробиджанские и шмаковские граниты), было осушение большей части геосинклинального бассейна Ольдое-Селемджинской зоны и формирование Зейско-Буреинской плиты. Как показали исследования М. С. Нагибиной, древнее докембрийское ядро южной и средней частей Зейско-Буреинской плиты расширилось путем зональной пристройки целой серии палеозойских складок, заполнивших все пространство между ним и Сибирской платформой.

Однако между Китайской и Сибирской платформами в этой части Дальнего Востока все-таки оставалась подвижная зона, которая временами, в периоды наиболее крупных трансгрессий, например в верхнем

триасе, испытывала погружения, достаточные для того, чтобы обеспечить соединение морских бассейнов Восточного Забайкалья с окраинными морями Тихого океана. Но, повидимому, это были временные связи. С начала мелового периода здесь окончательно установилось наметившееся уже в каменноугольном периоде континентальное соединение Сибирской и Китайской платформ в один сплошной материк.

Верхоянский цикл развития начался с крупной трансгрессии, имевшей место в течение верхнекаменноугольного и нижнепермского времени. Морские отложения этого времени и верхнепермской эпохи известны как в пределах синклинориев зоны мезозойской складчатости, так и в антиклинориях Баджальском, Хехцирском, Сихотэ-Алиньском, в Прибрежной антиклинальной зоне и в западной части Ханкайского тектонического массива. Они занимают большую площадь в Маньчжурии в пределах так называемой Гиринской тектонической зоны и в области Большого Хингана. Кое-где в более подвижных прогибавшихся частях Ольдое-Селемджинской зоны (включая Аянскую ветвь) происходило накопление континентальных или прибрежно-морских отложений.

В верхнем палеозое размывавшиеся области суши располагались на Китайской и Сибирской платформах, в зоне Станового хребта, в областях поднятия, имевшихся в пределах Ольдое-Селемджинской зоны, Зейско-Буреинской плиты и Хингано-Буреинского антиклинория и в отдельных более поднятых участках восточной части Ханкайского тектонического массива и южной части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня.

Небольшие колебания приводили к смене морского режима континентальным и к повторному возобновлению морского режима, как это можно видеть по чередованию толщ различного генезиса в разрезах верхнего палеозоя Даубихинской зоны и южной части Сихотэ-Алиньского антиклинория.

Орогенические движения верхнепалеозойской эры, повидимому достигшие большой интенсивности в конце пермского периода, привели к осушению всей площади антиклинальных зон и большей части синклинальных зон в области мезозойской складчатости. Антиклинории оформились как области поднятия и размыва, поставлявшие обломочный материал в течение всего последующего периода, когда заполнялись осадками мезозоя синклинальные зоны и формировалась структура системы мезозойских складчатых сооружений Дальнего Востока.

Поднятие хорошо устанавливается, например, для Муравьевского антиклинория. По западному и восточному крыльям этого антиклинория известны морские обломочные отложения с фауной нижнего триаса, которые изобилуют слабо окатанным материалом, принесенным из осевой части антиклинория. Этот материал состоит из пермских терригенных и вулканогенных пород и из гранитоидов, внедренных в нижнепермские отложения. В других случаях много обломочного материала, поступавшего за счет размыва верхнепалеозойских толщ с площади антиклинориев, обнаруживается в составе верхнетриасовых и юрских отложений соседних синклинальных зон.

В нижнем и среднем триасе море отступило не только с площади антиклинориев, но и со значительной части тех площадей, которые заняты синклинальными зонами. Морские отложения этих эпох может быть имеются в нижних, не вскрытых на поверхности, частях разреза тех участков синклинальных зон, которые испытали наибольшее прогибание, но доступные изучению отложения нижнетриасового и среднетриасового бассейнов известны только в Сучанской зоне, в южной части Даубихинской зоны и по крыльям Муравьевского антиклинория.

Новая крупная трансгрессия распространилась на южную часть Дальнего Востока в верхнем триасе и в лейасе. Погружение охватило главным образом синклинальные зоны.

Отложения первой половины карнийского века представлены континентальными осадками так называемого монгугайского яруса в Даубихинской синклинальной зоне, в южной части синклинория Сихотэ-Алиня и в Прибрежной антиклинальной зоне. Морские отложения верхней части карнийского яруса распространены в этих же районах.

В норийском веке погружения охватили всю площадь синклинальных зон и даже окраины антиклинориев. В результате море распространилось гораздо шире в Даубихинской, Сучанской, Сихотэ-Алиньской, Биро-Урмийской, Нижне-Амурской, Тугуро-Немиленской и Удской синклинальных зонах и в пределах Прибрежной антиклинальной зоны и проникло в наиболее опущенные участки Буреинского краевого прогиба в восточной части Зейско-Буреинской плиты и на территорию северной части Хингано-Буреинского антиклинория, еще не испытавшего в это время значительного поднятия. Восстановилась связь дальневосточных морей с бассейном восточного Забайкалья. В грабенообразных впадинах Восточно-Маньчжурской тектонической зоны, заложившихся в теле Китайской платформы, началось накопление континентальных осадков, продолжавшееся, быть может с перерывами, вплоть до нижнемеловой эпохи.

Верхнетриасовая морская трансгрессия, повидимому, не охватывала северную часть Сихотэ-Алиня, но уже в первой половине лейаса и здесь — на погружении Главного антиклинория и в смежных частях синклинальных зон — мы находим морские отложения, охарактеризованные фауной.

Нижнеюрская трансгрессия широко распространилась в Буреинском прогибе и окраинных, более прогнутых частях Зейско-Буреинской плиты, в Главном синклинории Сихотэ-Алиня и в Бикинском антиклинории, сохранив за собой и все те площади синклинальных зон, где существовало верхнетриасовое море.

В конце нижней и начале средней юры намечается некоторое отступание моря, но уже в батское время появляются признаки нового наступания его.

Морские отложения бата и келловея имеются в Удской, Тугуро-Немиленской, Даубихинской, Сучанской синклинальных зонах, в Главном синклинории Сихотэ-Алиня и в Буреинском прогибе. Ауцелловые фауны титона и валанжина указывают на распространение моря в тех же зонах, кроме Даубихинской зоны и Буреинского прогиба, где в это время доминировало накопление континентальных толщ. Особенно широкое распространение валанжинской трансгрессии устанавливается для Нижне-Амурской и Сихотэ-Алиньской синклинальных зон. Она захватила и отдельные прогибы в пределах Прибрежной антиклинальной зоны.

Интенсивное прогибание, сопровождавшееся накоплением пресноводных осадков верхнеюрского или нижнемелового возраста, происходило по окраинам Зейско-Буреинской плиты, в прогибе, образовавшемся на Сибирской платформе у северного подножия нынешнего Станового хребта, в Верхне-Зейском прогибе, в Удской, Хорско-Хабаровской, Суйфунской и Сучанской зонах.

Для верхнеюрской и нижнемеловой эпох особенно отчетливо видно взаимоотношение созданных мезозойским орогенезом крупных, непрерывно размывавшихся поднятий на площади антиклинориев и не менее обширных прогибов, приуроченных к площади синклинальных тектони-

ческих зон, которые являлись местом аккумуляции пресноводных осадков или отложений неглубокого моря. Чередование грубообломочных и тонких осадков, иногда придающее флишоидный характер сериям юрско-меловых отложений, вероятно, в значительной мере связано с мелкими тектоническими пульсациями, изменявшими взаимоотношения геоантиклинальных и синклинальных элементов структуры и отражавшимися на интенсивности эрозионных процессов в областях поднятия.

В результате орогенических движений, имевших место в начале и в середине мела, площадь моря в южной части Дальнего Востока сократилась до минимума.

Последняя значительная трансгрессия в конце альба и в сеномане проникла в Сучанскую зону, в южную половину Главной синклинальной зоны Сихотэ-Алиня (фаунистические горизонты так называемой кемской свиты и др.) и, вероятно, в те части более северных синклинальных зон, которые непосредственно примыкают к бассейну Охотского моря. С конца сеномана контуры суши и моря повидимому приобрели очертания, довольно близкие к современным.

Накопление континентальных толщ в сеноман-туроне (так называемая партизанская и достоевская свиты Даубихинской зоны и восточной части Сихотэ-Алиня), в сеноне и датском ярусе (вулканогенные отложения в Приморской зоне и других частях Сихотэ-Алиня, отложения цагаяна на Зейско-Буреинской плите), в палеогене и неогене (суйфунская свита и др.) было приурочено к отдельным межгорным депрессиям или более обширным низменностям. Некоторые из этих прогибов возникли на месте антиклинальных поднятий мезозойского цикла и на консолидированных участках платформенного типа (Зейско-Буреинская плита, Ханкайский массив). Но в большинстве случаев все еще заметна некоторая степень унаследованности возникших структур, в какой-то мере повторяющих расположение прогибов и поднятий в системе мезозойской складчатости.

В середине третичного периода и в особенности, повидимому, в миоцене горные сооружения, созданные орогеническими движениями мелового и раннетретичного времени, были уже в значительной мере выровнены эрозией и, за исключением отдельных останцевых массивов со среднегорным или холмистым рельефом, представляли собой обширные пенепленизированные пространства. В это время существовали крупные водоемы (например, в районе оз. Ханка), на пониженных участках пенепленов происходило накопление континентальных толщ; а на побережье местами, как например в районе залива Посьет, имели место очень незначительные трансгрессии моря.

Во многих районах эти пенеплены и покрывавшие их осадки были перекрыты излияниями базальтов (плиоцен), за которыми сразу же последовало крупное поднятие, оформившее главные черты современного рельефа. В то же время в некоторых прогибах (Угловском, Хасанском и др.) происходило дальнейшее погружение и накопление континентальных осадков.

Максимальное поднятие по времени приходится, вероятно, на конец плиоцена и начало четвертичного периода. В это время стали сушей мелководные прибрежные участки в краевых частях современного Охотского и Японского морей. Так, например, несомненно, что береговая линия проходила восточнее Шантарских островов, входивших в состав материка. В новейшее время почти по всему западному побережью обоих морей произошла трансгрессия с перемещением береговой линии в

в сторону материка. Местами такое перемещение вероятно измеряется десятками километров.

Контуры плиоценовых и четвертичных областей поднятия — зоны Станового хребта, хребтов Тукурингра и Джагды в Ольдое-Селемджинской зоне, Буреинского хребта и Сихотэ-Алиня — обнаруживают, как уже указывалось, некоторую связь с очертаниями геоантиклиналей мезозойского цикла. Но все же, например, Сихотэ-Алинь образует сводовое поднятие, в котором совместно участвуют как Главный антиклинорий, составляющий наиболее древнее ядро этого поднятия, так и синклинальные зоны — Сихотэ-Алиньская, Даубихинская и Сучанская вместе с Прибрежной антиклинальной зоной и Приморской зоной кайнозойской складчатости.

Свод Сихотэ-Алиня изогнут как единое целое, причем ось максимальных поднятий плиоценового и четвертичного времени перемещена к востоку от оси Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и на значительном протяжении совпадает теперь со средней линией Главного синклинория. Прежнее, характерное для геосинклинальной области, разделение на сравнительно узкие, чередующиеся друг с другом геоантиклинальные и синклинальные зоны с резкими дифференциальными движениями на их границе сменилось более простой, более монолитной структурной формой широкого и пологого сводового поднятия, окаймленного рядом депрессий. Эта новая форма деформаций земной коры имеет некоторые черты платформенных дислокаций и указывает на качественные изменения в структуре данного участка земной коры.

Можно ли на основании сказанного (например, смещения оси поднятия Сихотэ-Алиня) делать выводы об инверсии тектонического режима в том смысле, как это предполагается В. В. Белоусовым? Думается, что такой вывод сделать никак нельзя. Инверсии не произошло, ибо антиклинорий вовсе не стал областью опускания, но наоборот, расширился за счет вовлечения в поднятие соседних синклинальных зон. Возникла новая структура, более крупная по площади, но ее преемственность по отношению к предшествовавшим зонам поднятия — Главному антиклинорию, Прибрежной антиклинальной зоне — вытекает из всей истории развития этой области.

Первые ядра этого поднятия видны уже на палеогеографических картах докембрия и нижнего и среднего палеозоя. Такими начальными ядрами поднятия являются, например, площади докембрия в южной и северной частях антиклинория Сихотэ-Алиня. Картина унаследованного развития и роста складчатых горных сооружений, установленная Н. С. Шатским и М. В. Муратовым для других областей Советского Союза, может быть не менее убедительно иллюстрирована на примере Дальнего Востока. Повидимому, одновременно с этим ростом складчатой системы, вплоть до превращения ее в платформу, происходило многократное поступление из глубоких недр земли того магматического, главным образом гранитного материала, который постепенно увеличивал толщину сиалического слоя в данном участке земной коры. Этим можно объяснить постепенное возрастание среднего уровня земной поверхности и вытеснение моря из пределов мезозойской складчатой системы Дальнего Востока.

В противоположность этим материковым областям Дальнего Востока впадины глубоких частей Японского моря, повидимому, представляют собой древний тектонически инертный структурный элемент земной коры с маломощным слоем осадочно-эффузивного материала.

Палеогеографические построения указывают на существование морского бассейна в области Японского моря, по крайней мере с верхнего палеозоя, а в области Охотского моря — с нижнего палеозоя. Вероятно эти моря, как окраинные части Тихоокеанского бассейна, существовали с самых ранних этапов возникновения гидросферы.

Трансгрессии верхнекаменноугольного, пермского, триасового, юрского и мелового времени, несомненно, шли из области обоих бассейнов. Это особенно ясно, например, для нижнего и среднего триаса, известных в морской фации только в южной прибрежной части Даубихинской и Сучанской синклинальных зон, открытых в сторону моря, для альб-сеноманской трансгрессии южного Приморья, для ауцелловой валанжинской трансгрессии, распространявшейся как с юга, так и с северо-востока, и т. д.

При этом можно заметить, что в самых южных районах, примыкающих к Японскому морю, т. е. в Прибрежной антиклинальной зоне, морские фауны карнийского века (в отложениях так называемой тетюхинской фации), нижней юры (брахиоподовая фауна) и валанжина (берриас средиземноморского типа, описанный Н. С. Кулжинской-Воронец) обнаруживают большое сходство с фаунами теплых морей Гималайско-Кавказской зоны, Индонезии и Японии. В то же время в других районах Советского Дальнего Востока имеются мезозойские фауны, принадлежащие главным образом к бореальной зоогеографической провинции.

Прибрежно-морские условия, устанавливаемые по фауне отложений верхнего палеогена западного побережья Амурского залива и олигоцен-миоценовых отложений залива Посьет, северного и восточного побережья Кореи, указывают, что в это время западная граница Японского моря проходила недалеко от современной береговой линии. Морской эоцен известен в северной части Сахалина, морские осадки олигоцена, нижнего, среднего и верхнего миоцена широко распространены по всему острову, особенно в его западной половине, а морской плиоцен — на восточном побережье и в северной части Сахалина. Такие же условия характерны для западной части о-ва Хоккайдо (к западу от Центрального антиклинория о-ва Хоккайдо) и западного побережья о-ва Ниппон (Хонсю). Тем самым прекрасно устанавливается восточная граница бассейна Японского моря, имевшего в третичном периоде широкое сообщение с Охотским морем через территорию нынешнего о-ва Сахалина и Татарского пролива.

Восточно-Сахалинский антиклинорий, Центральный антиклинорий о-ва Хоккайдо и система антиклинориев о-ва Ниппон составляли прерывистый барьер суши, ограничивавший с востока этот пролив и впадину Японского моря. Связь Японского моря с Желтым морем вероятно не была постоянной, но она устанавливается с полной определенностью для эоцена и олигоцена по наличию морских отложений на восточном побережье Цусимского пролива.

Судя по данным Г. М. Власова, Г. У. Линдберга, Отука и других исследователей, в конце плиоцена и в начале четвертичного периода в связи с максимальным поднятием Японской и Курильской островных дуг образовался сплошной или почти сплошной барьер суши, отделивший впадины Японского и Охотского морей от Тихого океана и превративший их в пресные или солоноватоводные бассейны. Эта особенность их новейшей истории подтверждается составом ихтиофауны на побережье указанных морей и некоторыми другими данными (Линдберг, 1946).

Позднейшая трансгрессия сопровождалась опусканием узких зон по краю материка и по краю цоколя Японских и Курильских островов

у границы морских впадин. Опускание документируется существованием подводных долин на материковом склоне. Так, например, Ябе и Тояма описали подводную долину у северного берега Корейского полуострова, которая прослеживается до глубины 1800 м (Yabe and Toyama, 1934).

Около половины площади Японского моря занимает впадина с глубинами от 3000 до 3653 м в западной части бассейна и от 3000 до 4050 м — в его восточной части. Это довольно ровные пространства, резко отличающиеся по своему рельефу от соседних частей земной коры.

Такой рельеф впадины, сходный с рельефом глубоких частей Средиземного, Карибского и других морей, для которых по геофизическим данным устанавливается тихоокеанский тип строения земной коры, равно как и приведенные в нашем обзоре палеогеографические данные, не позволяют сопоставлять эту впадину с докембрийской платформой, как делал Н. П. Херасков, или относить ее к числу недавно «провалившихся» участков земной коры, или превращать Японское море то в сплошную сушу (в эоцен-олигоцене), то в морскую впадину (в миоцене и плиоцене), как это сделано на палеогеографических картах, составленных Яносуке Отука (1939).

ЧАСТЬ IV

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ РУД ХРОМА, НИКЕЛЯ, ПЛАТИНЫ И НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ, ЖЕЛЕЗНЫХ И МАРГАНЦЕВЫХ РУД В ЮЖНОЙ МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Глава I

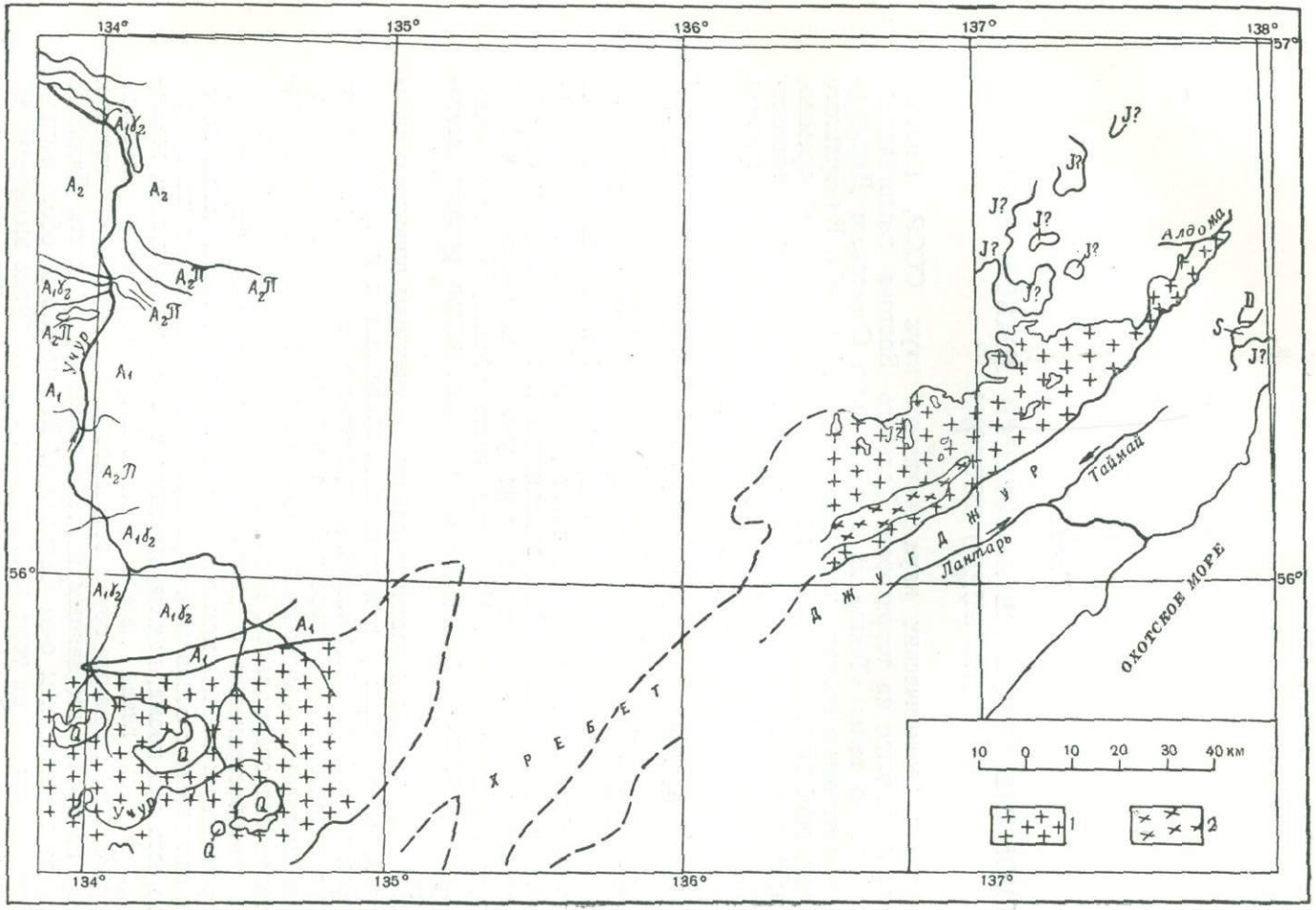
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Институтом геологических наук Академии наук СССР, начиная с 1946 г., проводятся на территории Дальнего Востока геологические исследования по теме: «Тектоника южной части Советского Дальнего Востока и прогнозы о размещении рудных месторождений». В результате этих работ, обобщающих данные, полученные к настоящему времени различными геологическими, научно-исследовательскими и производственными организациями (ИГН АН СССР, Дальневосточный филиал АН СССР, Хабаровское и Приморское геологические управления Министерства геологии, Дальневосточная экспедиция ВАГТ и др.), оказалось возможным составить тектоническую карту южной части Дальнего Востока, дать описание геологического строения Приморского края и южной части Хабаровского края и обосновать геологические прогнозы о возможном размещении рудных месторождений некоторых металлов.

Геологическое строение южной части Дальнего Востока (орогидрография, тектоника, стратиграфия, вулканизм) и общие выводы относительно истории геологического развития уже были изложены в I, II и III частях нашего обзора. Четвертая часть посвящена обоснованию прогнозов, необходимых для поисков некоторых типов рудных месторождений.

Во II главе этой части рассматриваются перспективы поисков осадочных железо-марганцевых руд в кремнисто-сланцевых и яшмо-эффузивных формациях нижнекембрийского, девонского, верхнепалеозойского и юрского возраста. В III главе рассматриваются перспективы поисков контактово-метасоматических магнетито-скарновых железных руд и некоторых типов гидротермальных полиметаллических руд, тесно связанных в своем распространении с карбонатными осадочными формациями, интрудированными кислой магмой. В IV главе даны перспективы поисков руд, связанных с основными и ультраосновными изверженными породами, то есть руд хрома, никеля, платины и титаномагнетитовых железных руд. В этой главе дается геолого-петрографическое описание 93 интрузий и интрузивных групп основного и ультраосновного состава, известных по последним данным на территории южной части Дальнего Востока (за исключением о-ва Сахалина). Все прогнозы, обоснованные в IV части, отражены на трех прилагаемых картах путем выделения на них перспективных участков для поисков руд того или иного типа (фиг. 4, 11, 12).

Помимо указанных прогнозов по рудным месторождениям, во II главе IV части попутно высказаны некоторые соображения о возмож-

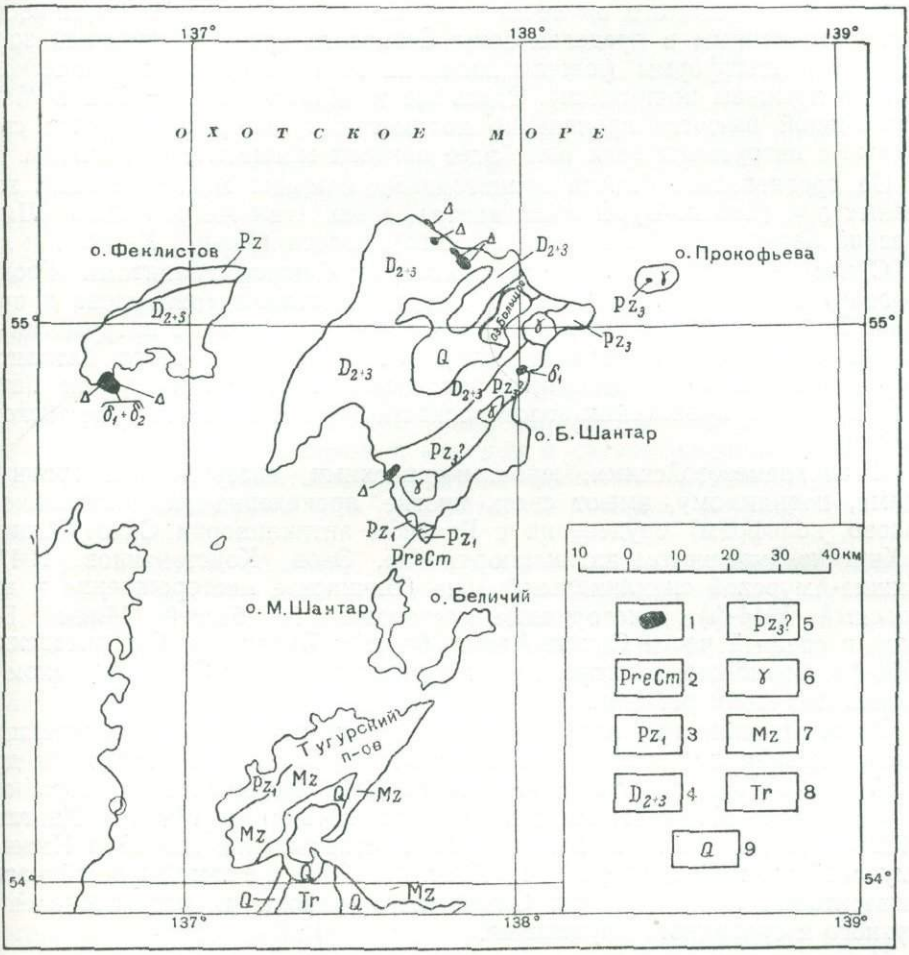


Фиг. 11. Схема расположения основных интрузий центральной части хребта Джугджур и верховьев р. Учур. Составлена по данным геологической съемки А. А. Леонтовича и Н. А. Ракова (1935—1940 гг.), А. К. Матвеева, П. Д. Шкляева и В. А. Кузьмичева (1940—1942 гг.):

1 — анортозиты и связанные с ними основные породы (нориты, габбро-нориты, габбро-диориты и др.); *2* — милонитизированные анортозиты; A_1 — нерасчлененный архей; $A_1\gamma_1$ — гнейсо-граниты (архей); $A_1\gamma_2$ — красные аляскиты и аляскитовые граниты (архей); $A_2\pi$ — эффузивы протерозоя; A_2 — континентальные песчанистые отложения протерозоя; PC_{III} — гнейсы (докембрий); S и D — силурийские и девонские отложения; J? — конгломератовая и эффузивно-туфогенная толща предположительно юрского возраста

ной фосфоритоносности кремнисто-сланцевых толщ южной части Дальнего Востока.

Прогнозы, обоснованные в настоящей работе, могут быть использованы при организации дальнейших поисковых, геолого-съемочных



Фиг. 12. Схема расположения основных интрузий Шантарских островов. Составлена по данным геологической съемки Л. И. Красного и Г. С. Ганешина (1948—1949 гг.) и другим данным:

1 — массивы и дайки основных и ультраосновных пород (σ_1 — дуниты, пироксеновые оливиниты и серпентиниты, σ_2 — перидотиты и оливиновые пироксениты, Δ — горнблендиты, габбро-диабазы, габбро-диориты и диориты); *2* — PreCm — гнейсо-граниты докембрия; *3* — Pz_1 — нижний палеозой; *4* — D_{2+3} — девонские отложения; *5* — Pz_3 — отложения предположительно верхнепалеозойского возраста; *6* — γ — граниты мезозойские; *7* — Mz — мезозой; *8* — Tr — третичные отложения; *9* — Q — четвертичные отложения

и научно-исследовательских работ, проводимых Министерством металлургии СССР и Академией наук на территории Дальнего Востока.

Эндогенные рудные месторождения южной части Дальнего Востока ассоциируются как с интрузиями кислого (граниты, гранодиориты и пр.) и среднего состава (диориты и пр.), так и с основными и ультраосновными интрузивными массивами.

Месторождения редких металлов, железных руд, золота, полиметаллов и сурьмы, связанные с интрузиями гранитоидов и пород среднего ряда (диориты и др.), принадлежат к образованиям различных геологических эпох, от докембрия до четвертичного периода.

С докембрийскими и нижнепалеозойскими гранитами, повидимому, связана часть золотого оруденения, давшего начало россыпям, широко распространенным в пределах зоны Станового хребта и внешней зоны Сибирской платформы (южная половина Алданского кристаллического щита в прежнем понимании). Здесь же в области истоков Зеи и Маи-Половинной имеются проявления полиметаллического оруденения, связанные с интрузиями этих или более поздних магматических циклов.

Со среднепалеозойскими гранитоидами связаны месторождения железных руд (Зейско-Буреинская плита), олова (там же р. Ниман; Шмаковский батолит на Ханкайском массиве), золота (Малый Хинган) и др.

С позднепалеозойскими или раннемезозойскими гранитами Гродековского батолита ассоциируются крупные месторождения олова в пределах Ханкайского массива, связанные главным образом с интрузиями — сателлитами или апикальными выступами на склонах этого батолита, полиметаллическое и шеелитовое оруденение в провесах кровли батолита и слабые проявления золотоносности (западная часть Ханкайского массива).

С верхнемезозойскими, юнокиммерийскими, австрийскими гранитоидами, повидимому, имеют связь многие проявления редкометального (олово, вольфрам) оруденения в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня, в Хингано-Буреинском антиклинории (хр. Эзоп, Константинов, 1947), Нижне-Амурской синклинальной зоне (Бичинское месторождение и др., Красный, 1944-ф), золоторудные месторождения (бассейн Имана, Бикина в средней части Сихотэ-Алиня, бассейн Буреи, см. Онихимовский, 1948-ф), возможно, месторождения сурьмы в Верхне-Селемджинском и Нижне-Амурском районах.

Наконец, нижнетретичные гранитоиды принесли с собой важнейшие месторождения полиметаллов юго-восточного Приморья (Тетюхэ и др., Смирнов, 1935), сульфидно-касситеритовые месторождения того же района (Радкевич, 1948, 1951; Материков, 1948-ф) и Малого Хингана (Ициксон и др., 1947) и, повидимому, месторождения золота в Нижне-Амурской зоне (Белая гора и др., Красный, 1940), а в самой южной части магнетитовые месторождения Ольгинского района и ряд проявлений ртутного и сурьмяного оруденения.

Не останавливаясь более подробно на вопросах металлогении эндогенных месторождений, связанных с интрузиями кислого и среднего состава, отметим лишь некоторые особенности, выясняющиеся при обобщении имеющегося материала. Во-первых, бросается в глаза «сквозной» характер некоторых элементов, образующих в южной части Дальнего Востока ряд месторождений, связанных с гранитоидами самого различного возраста, но более или менее сходного состава. Так, в южном Приморье — от Ханкайского массива до Прибрежной зоны альпийской складчатости — наблюдается большое количество месторождений олова, связанных как с палеозойскими гранитами (например, на Ханкайском массиве), так и с верхнемезозойскими гранитами (в Даубихинской зоне и Главном антиклинории Сихотэ-Алиня) и кайнозойскими гранитоидами. Оловянное оруденение, которое ассоциируется с кайнозойскими интрузиями Приморской зоны и Главного синклинория, сопровождается сульфидами железа, свинца и цинка, что, в свою очередь, может быть

связано с интенсивным проявлением полиметаллического оруденения в этом районе.

Точно так же в области Хингано-Буреинского антиклинория и в восточной части Зейско-Буреинской плиты мы видим связь оловянного оруденения как с герцинскими гранитами (р. Ниман), так и с гранитоидами верхнемезозойскими (хребет Эзоп, Константинов, 1947) и нижнетретичными (Малый Хинган, Иициксон и др., 1947). Золотое оруденение в зоне Главного антиклинория Сихотэ-Алиня тоже ассоциируется как с верхнемезозойскими (р. Иман), так и с третичными гранодиоритами.

С другой стороны, замечается систематическая, независимо от возраста, связь (генетическая или территориальная), устанавливаемая, например, по распространению россыпных месторождений золота в тех районах, где имеются интрузии пород среднего состава или пониженной кислотности — диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов.

Она видна на примере месторождений Верхне-Буреинского района (Онихимовский, 1948-ф) и северной части Зейско-Буреинской плиты (Билибин, 1947б), северной части Сихотэ-Алиня (Кропоткин и Шахварстова, 1950-ф) и других районов.

Все это позволяет думать, что металлогенические особенности кислых интрузий определяются не столько их возрастом, сколько петрохимическими особенностями (богатство гранитной магмы глиноземом и часто калием при бедности железом и магнием в случае оловянного оруденения; пониженная кислотность в случае золотого оруденения и т. д.), а также особенностями того субстрата, в котором формируются эти интрузии.

Как и в других областях, на территории Дальнего Востока наблюдается связь магнетитовых контактовых месторождений со скарновыми образованиями, возникающими в результате взаимодействия гранитной магмы с карбонатными осадочными породами (Ольгинский район, Гарьское месторождение на Зейско-Буреинской плите и др.) и приуроченность полиметаллических свинцово-цинковых месторождений к карбонатным породам, измененным в результате гидротермальных воздействий и скарнообразования (Тетюхэ и др.). Это позволяет обосновать прогнозы о возможном распространении магнетитовых железных руд и полиметаллических руд. Такие прогнозы для южной части Дальнего Востока, расположенной к востоку от 132° в. д., даны нами ниже в III главе настоящего очерка.

Из своеобразных геохимических особенностей южной части Дальнего Востока можно отметить, наряду с обильными рудопроявлениями Sn, Au, Pb, Zn и отчасти Fe, W, Mo, Sb и Hg, сравнительно слабую роль меди и пониженное участие мышьяка в процессах металлогенеза.

Металлогения основных и ультраосновных интрузий Дальнего Востока подробно освещена в IV главе нашего очерка. С этими интрузиями связаны рудопроявления никеля, платины, хрома (в ультраосновных породах и габбро) и титаномагнетитовые железные руды (в массивах габбро и габбро-диоритов и в массивах анортозитов и габбро-норитов).

Экзогенные осадочные месторождения южной части Дальнего Востока представлены железными рудами протерозойского, нижнекембрийского, девонского и четвертичного возраста и марганцевыми рудами нижнекембрийского, девонского и пермского возраста. Наблюдается значительное разнообразие генетических типов оруденения. Этот вопрос подробнее освещен в следующей главе.

Кроме того, имеются россыпные месторождения золота, особенно многочисленные в пределах Ольдое-Селемджинской зоны, Зейско-Буреинской

плиты, зоны Станового хребта, Нижне-Амурской и Сихотэ-Алиньской синклинальных зон.

Тектоническая локализация отдельных рудных поясов еще только начинает выявляться по мере накопления фактических данных. Для золотого оруденения по расположению коренных и россыпных месторождений довольно отчетливо намечается два широких рудных пояса, соединяющихся воедино в пределах Нижне-Амурской зоны (прииски по нижнему течению Амгуни и Амура).

Один из этих поясов охватывает северо-западную часть Зейско-Буреинской плиты и Ольдое-Селемджинскую зону, довольно точно совпадая в восточной части с контурами Джагдинского и Кербинского антиклинориев.

Другой золотоносный пояс совпадает с главными тектоническими зонами Сихотэ-Алиня — Главным антиклинорием (районы селений Картун, Находка и др.) и Главной синклинальной зоной (район Сидатуна, истоки Бикина, бассейн р. Тумнин).

Намечается пояс оловянного оруденения, приблизительно совпадающий с контурами Главного синклинория Сихотэ-Алиня и включающий месторождения Лифудзина, верховьев р. Тадуши и верховьев Имана (Материков, 1947-б).

Пояс полиметаллического оруденения, протягивающийся вдоль Прибрежной антиклинальной зоны и Приморской зоны альпийской складчатости, уже давно был намечен Г. П. Воларовичем и другими исследователями.

Детализация этих вопросов связи оруденения с крупными и более мелкими тектоническими структурами должна явиться одной из главных задач дальнейших исследовательских геологических работ на Дальнем Востоке.

Глава II

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ РУД МАРГАНЦА И НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД В ЮЖНОЙ МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

1. ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ РУД

Как известно, месторождения марганца связаны в основном с кремнистыми, главным образом мелководными осадками двух типов: а) кремнистыми осадками эпиконтинентальных морских бассейнов на площадях тектонических платформ, межгорных стабильных массивов (марганцевые месторождения нижнетретичного возраста Украины, Закавказья, Мангышлака и восточного склона Урала) и б) кремнистыми осадками характерной для геосинклинальных областей яшмо-эффузивной формации (марганцевые месторождения в девонских яшмах Южного Урала и др.). Существует и промежуточный тип месторождений, связанных с кремнистыми осадками геосинклинальных областей, отлагавшимися в такие периоды, когда характерная для геосинклинали резкая дифференциация рельефа была ослаблена, поверхность снивелирована, и на большой площади геосинклинальной области отлагались морские осадки платформенного типа.[1] К такому типу относятся марганцевые месторождения Центрального Казахстана (Муржик, Атасуйская группа), в какой-то мере связанные с эффузивной деятельностью соответствующего времени. В этом «полуплатформенном» типе, как и в геосинклинальном типе месторождений, отложение марганца часто сопровождается накоплением железных руд.

В южной материковой части известны месторождения как такого полуплатформенного, так и геосинклинального типа, причем перспективы нахождения месторождений марганцевых и железных руд значительно расширяются в связи с открытиями последнего времени.

2. НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ

К месторождениям полуплатформенного типа, возникшим в геосинклинальной области Дальнего Востока в условиях относительной нивелировки ее рельефа и сопровождаемым карбонатными осадками платформенного типа, относятся марганцевые месторождения Малого Хингана, изучавшиеся и разведанные рядом геологов (Твердомед, 1940-ф; Гуськов и др., 1949-ф; Михалев, 1944-ф; Леонтович, 1949-ф). Оруденение

[1] Такой тектонический режим, временно устанавливающийся в геосинклинальных областях, был назван мною «псевдоплатформенным» режимом (Кропоткин, 1950). Аналогичные явления отмечены А. В. Пейве для кембрия многих геосинклинальных областей и т. д. (Пейве, Синицын, 1950).

здесь связано с той же рудоносной свитой, к которой приурочены осадочные железные руды Малого Хингана и правобережья р. Уссури (Ханкайский массив).

В 1947—1948 гг., после того как в известняках Спасского района была обнаружена кембрийская фауна, оказалось возможным с достаточным основанием говорить о нижнекембрийском возрасте рудоносной свиты Уссурийского и Мало-Хинганского районов (Кропоткин, 1949). В 1949 г. такое определение возраста было подтверждено в результате находки К. А. Львовым (ВСЕГЕИ) нижнекембрийской фауны в самой рудоносной свите Кимканского месторождения на Малом Хингане.[1] Тем самым выяснилось, что возраст железо-марганцевого оруденения Малого Хингана тождественен возрасту Мазульского, Усинского и многих других марганцевых месторождений и рудопроявлений Кузнецкого Ала-Тау и Саяна в средней Сибири. Разрез верхнего протерозоя и кембрия Уссурийского и Мало-Хинганского районов имеет в целом много общего со стратиграфическим разрезом этих районов средней Сибири и несет явные признаки «псевдоплатформенного» режима (мощное развитие карбонатных толщ мелководного происхождения, отсутствие крупных несогласий, сходство разреза на различных структурно-тектонических элементах). Присутствие в марганцевых рудах Малого Хингана, наряду с псиломеланом, также родонита и карбоната марганца—родохрозита тоже сближает эти месторождения с марганцевыми месторождениями средней Сибири.

Как известно, на Малом Хингане и в бассейне Уссури рудоносная свита углисто-глинистых и кремнистых сланцев, с небольшим несогласием залегающая на верхнепротерозойской так называемой мурандавской доломитовой свите и переходящая кверху в кембрийские известняки так называемой лондоковской свиты, содержит пачки кремнистых железных руд типа джеспилитов (Кимканское месторождение и др.). Марганцевые месторождения известны как в северной группе железорудных месторождений Малого Хингана (на Ново-Дитурском, Кабалинском, Мурандавском, Сарынакском месторождениях; содержание марганца от 6 до 19%), так и в южной группе железорудных месторождений Малого Хингана, где они богаче (Поперечное железо-марганцевое месторождение в 32 км на север от с. Екатерино-Никольского на Амуре, с содержанием в рудах 12—34,5% Mn и 6—18% Fe, Охринское месторождение, Гематитовый Нос, месторождение горы Кабаньей). Таким образом, марганцевое оруденение проявляется здесь в пунктах, крайние из которых удалены друг от друга на 150 км. Во всех месторождениях Южно-Хинганской группы марганцевые руды залегают в лежачем боку пластов железистых роговиков (джеспилитов).

Геологические сопоставления позволяют предполагать, что железо-марганцевые руды могут быть встречены в кембрийских отложениях тукурингрской свиты (верхний протерозой и кембрий), выделенной М. С. Нагибиной в северной части Зейско-Буреинской плиты и в хребтах Джагды и Тукурингра. В особенности это относится к восточной части Ольдое-Селемджинской зоны, включая ее Шантарскую ветвь.[2]

Марганцевые руды могут быть встречены в нижнекембрийской рудоносной свите в северной части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (онюйская свита мраморов, серицитовых и слюдистых сланцев и желези-

[1] До этого времени в сводках по железо-марганцевым рудам возраст рудоносной свиты М. Хингана ошибочно трактовался как верхнепротерозойский (Леонтович, 1949-ф).

[2] По устному сообщению Л. И. Красного, им были найдены археоциаты кембрия в известняках восточной части Ольдое-Селемджинской зоны.

стых кварцитов, выделенная Г. П. Воларовичем по р. Онюю, Воларович и Скороход, 1935) и в железорудных месторождениях правобережья Уссури и в области развития кембрийских известняков в районе г. Спасска на Ханкайском массиве. В этой связи интересно указание В. В. Никольской (Дальневосточная экспедиция, СОПС АН СССР) о нахождении обломочков марганцевой руды (*пиролюзит или псиломелан*) в аллювиальных террасовых отложениях р. Уссури в 1 км и в нескольких десятках километров ниже г. Лесозаводска, т. е. в той области, куда поступают продукты разрушения и размыва железорудной свиты, развитой по р. Уссури и ее притоку р. Кабарге в районе Лесозаводска.[1]

К месторождениям марганцевых руд геосинклинального типа, связанным с яшмо-эффузивной формацией, относятся известные месторождения хребта Вандан, и другие рудопроявления в кремнистых породах верхнего палеозоя Баджальского и Сихотэ-Алиньского антиклинориев, а также недавно выявленные рудопроявления в девонских кремнистых эффузивных толщах (Шантарская ветвь Ольдое-Селемджинской зоны) и в юрской кремнистой толще (Бикинский антиклинорий).

3. ДЕВОНСКИЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ

Наиболее интересной в отношении перспектив железо-марганцевого оруденения является девонская толща кремнистых пород Ольдое-Селемджинской и Биро-Урмийской тектонических зон. Девонская толща ($D_2 + D_3$) кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев и связанных с ними песчаников, известняков и зеленокаменных туфо-эффузивных пород развита на о-ве Большой Шантар и о-ве Феклистов (Красный и Ганешин, 1948-ф), на расположенном против Шантарских островов мысе Тыльском (Ульянов, 1936-ф), по р. Тыл, р. Тором, р. Муникан и верховьям правого притока р. Уды — р. Ними (Ярмолюк, 1949-ф), на правобережье р. Уды (Фролов, 1941-ф; Красный), по р. Шавли и верховьям р. Селемджи (где маркирующий горизонт кремнистых сланцев был тщательно прослежен А. А. Кирилловым и В. В. Онихимовским в 1945 г.) в пределах Шантарской ветви Ольдое-Селемджинской зоны и по р. Урми в пределах Биро-Урмийской зоны (в граувакковой свите, Лазарев, 1936-ф; Атаманчук, 1940-ф).

Разноцветные кремнистые породы и яшмы содержат рассеянное рудное вещество, а местами отмечается и более высокая концентрация железа и марганца. Так, Л. И. Красный (1948-ф) отмечает рудопроявления марганца в кремнистых сланцах мыса Радужного на о-ве Большой Шантар. В. А. Ярмолюк (1949-ф) обнаружил месторождение марганца на берегу Торомской губы между реками Тором и Тыл. Среди кремнистых сланцев среднего палеозоя здесь залегает в виде тела неправильной формы оруденелая брекчия, состоящая из обломков кремнистого сланца, сцементированного окислами марганца. Содержание марганца в чистой руде составляет 51,85%. Несколько восточнее, на берегу Тугурского залива, рудопроявления в палеозойских кремнистых сланцах были отмечены в 1946 г. Е. Г. Седельниковой.

На Шавли-Селемджинском междуречье А. А. Кириллов и В. В. Онихимовский (1945-ф) в разрезе среднего палеозоя выделяют 4 свиты, из которых третья является маркирующей и представлена главным образом окремнелыми песчаниками и кремнисто-глинистыми сланцами серого, голубоватого, красного и черного цвета. Среди них имеются прослои

[1] Устное сообщение В. В. Никольской (Институт географии АН СССР).

кремнисто-гематитовых пород и линзы кварцитов. Авторы отмечают в верховьях рек Курумкана и Таринах к северу от Удско-Селемджинского водораздела (хр. Джагды) высыпки магнетитовых железных руд, приуроченных к горизонту кремнистых сланцев. По внешнему виду различаются руды двух типов: 1) полосчатые руды, представляющие собой чередование кремнистых прослоев и прослоев, обогащенных гидроокислами железа; 2) руды массивного сложения. В 1951 г. приблизительно в этих же местах по рекам Курумкану и Урми (правому притоку р. Шавли, впадающей справа в р. Уду) железные руды с содержанием Fe до 50—60% прослежены по высыпкам почти на 25 км работниками Дальневосточной экспедиции СОПС АН СССР (руководитель проф. К. Л. Пожарицкий).

Вся восточная часть Ольдое-Селемджинской зоны представляет несомненный интерес в отношении поисков железо-марганцевого оруденения, в особенности же район Экимчана на р. Селемдже, сравнительно хорошо освоенный в хозяйственном и транспортном отношении и расположенный недалеко от Буреинского каменноугольного бассейна. Район рек Шавли, Урми и Гербикана расположен недалеко от области распространения мезозойских угленосных отложений Удской синклинальной зоны, а в районе Шантарских островов и рек Тыл и Тором с его рудопроявлениями имеется (вблизи Тыльского мыса к востоку от устья р. Тылакачан, Ульянов, 1936-ф) 100-метровая пачка окремнелых углистых сланцев с прослоями каменного угля (до 1,2 м).

Меньший интерес представляет область распространения девонских кремнистых пород в бассейне Урми (Биро-Урмийская синклинальная *зона*).

Девонские толщи в пределах Ольдое-Селемджинской зоны прорваны в ряде пунктов интрузиями гранитов мезозойского возраста. Воздействие контактового метаморфизма и гидротермальных процессов на осадочные железные руды могло привести к переотложению и увеличению концентрации железа и марганца и к образованию магнетитовых руд за счет первичных гематитовых и прочих разностей. Это позволяет рекомендовать, наряду с проведением поверхностных геолого-поисковых исследований, проведение аэромагнитной съемки на площади распространения девона восточной части Ольдое-Селемджинской зоны.

4. ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ И МЕЗОЗОЙСКИЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ

Формация кремнистых пород верхнепалеозойского возраста широко распространена в пределах Сихотэ-Алиня, главным образом в зоне Главного антиклинория и в пределах *Прибрежной антиклинальной зоны* и Муравьевского антиклинория, а также в Баджальском *антиклинории, Нижне-Амурской и Биро-Урмийской зонах. К западу от* Главного антиклинория, т. е. на Ханкайском массиве (Гродековский *район, реки Монгугай и Сидеми) и в Даубихинской зоне, а также в* южной части Главного антиклинория и Прибрежной антиклинальной зоны (бассейн рек Сучана, Судзухэ) роль кремнистых сланцев в разрезе верхнего палеозоя уменьшается и сходит на нет, и преобладающее значение приобретают обломочные песчано-сланцевые, известковые и вулканогенные фации верхнепалеозойских отложений.

Эффузивы в разрезе верхнего палеозоя имеются в Биро-Урмийской зоне (Лазарев, 1936-ф), в северной и западной частях Главного антиклинория (р. Лифудзин у с. Антоновки, реки Иман, Бикин, Нотто — главным образом основные эффузивы, реже — кислые), в разрезах

Баджальского антиклинория полуострова Муравьева-Амурского (главным образом кислые эффузивы) и достигают особенно большого развития в южной части Ханкайского массива по рекам Монгугай и Сидеми (главным образом кислые эффузивы — полевошпатовые порфиры). В районе р. Монгугай они были ошибочно отнесены Н. Е. Гухман к юре. В действительности здесь можно прекрасно видеть переслаивание мощных пачек дислоцированных эффузивов и туфов с известняками, содержащими нижнепермскую фауну.

Таким образом, вулканогенная фация частью территориально перекрывает площадь широкого развития кремнисто-сланцевой фации верхнего палеозоя (северная и западная части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня), частью же располагается к западу и юго-западу от зоны наибольшего развития кремнистых сланцев (Ханкайский массив, п-ов Муравьева-Амурского в южной части Муравьевского антиклинала).

Необходимо здесь же отметить, что даже в местах наибольшего развития кремнистых пород, где их мощность достигает 1500—2000 м (Берсенев, 1950-ф; Чедия и др., 1949-ф, 1950-ф), они составляют все же не более 50% суммарной мощности верхнепалеозойских отложений. В разрезе верхнего палеозоя преобладают по мощности песчано-глинистые терригенные породы.[1]

Как известно, вопрос о возрасте преобладающей массы кремнистых сланцев Сихотэ-Алиня был предметом длительной дискуссии. Э. Анерт, А. А. Леонтович (1932), Г. П. Воларович (1935), Д. Ф. Масленников (1948), П. Н. Кропоткин, работники IV Управления Министерства геологии (И. И. Берсенев и др., 1950-ф) подчеркивали широкое распространение верхнепалеозойских кремнистых сланцев, тогда как В. П. Михнович (1938), А. Ф. Баранов (Баранов и Колчина, 1949-ф) и, отчасти, С. А. Музылев относили почти все кремнистые сланцы к мезозою.

Вопрос о возрасте кремнистых сланцев Сихотэ-Алиня имеет существенное значение потому, что они являются почти единственным надежным маркирующим горизонтом в однообразном песчано-сланцевом разрезе верхоянского комплекса (C_3—Cr_1) хр. Сихотэ-Алинь, и выделение верхнепалеозойских кремнистых сланцев позволяет, тем самым, выявить антиклинальные тектонические элементы в сложной складчатой структуре верхнепалеозойских и мезозойских отложений. Кроме того, как уже указывалось, кремнисто-сланцевая формация представляет интерес в отношении марганценосности и возможного распространения других полезных ископаемых.

Верхнепалеозойский возраст кремнистых сланцев палеонтологически обоснован во многих пунктах благодаря находкам в них радиолярий палеозойского возраста и благодаря положению их в разрезе под или между горизонтами других пород (известняков и пр.), содержащих верхнепалеозойскую фауну. Радиолярии палеозойского возраста были определены А. В. Хабаковым из кремнистых сланцев Ольгинского района по сборам Г. П. Воларовича (1935) и из кремнистых сланцев среднего и верхнего течения р. Горюн (Нижне-Амурская синклинальная зона) по сборам Н. П. Саврасова в 1936 г., а также обнаружены палеонтологом Р. Х. Липман в кремнистых сланцах района с. Марьяновки Шмаковского района (по сборам Д. Ф. Масленникова) и в яшмах водораздела рек

[1] В условиях плохой обнаженности песчано-глинистые породы дают меньше обнажений, чем прочные кремнистые породы (фтаниты, микрокварциты), в связи с чем в некоторых районах создается ложное впечатление о доминирующей роли кремнистых пород в разрезах верхнего палеозоя.

Тадуши и Кинцухэ по сборам А. Ф. Баранова и С. А. Музылева (водораздел кл. Потеряева и кл. Рогатого, Липман, 1952), и затем палеонтологом Д. М. Чедия в яшмах района р. Татибе в бассейне Иман, по сборам О. К. Чедия (Чедия, 1952). Среди них определяются представители родов *Cenosphaera*, *Sphaerozoum*, *Archicapsa*; радиолярии преимущественно сферические (отряд *Sphaeroidea*) и реже дискоидальные (отряд *Discoidea*), худшей сохранности, чем нижеописанные мезозойские радиолярии. Среди верхнепалеозойских радиолярий совершенно отсутствуют башенковидные формы из подотряда *Nasellaria*, характерные для мезозойских радиоляритов Дальнего Востока (см. ниже).

Верхнепалеозойский возраст кремнистых сланцев выясняется также по их тесной ассоциации с известковистыми породами, содержащими микрофауну фораминифер верхнего карбона или перми, как это было установлено Э. Анертом по району Хехцира (Леонтович и Принада, 1932), А. З. Лазаревым (1936-ф) по району рек Кур и Урми, О. К. Чедия — по району междуречья Бикина и Имана (рекам Бейцухэ, Сибичи, с. Вахумбе — Чедия, 1949-ф, 1950-ф), Г. П. Воларовичем в верховьях р. Онюй (Воларович, 1935), И. Г. Козловым по р. Хор (1936, определения Г. А. Дуткевича), В. К. Елисеевой по рекам Сукпай и Кабули (свита кремнистых сланцев и известняков с фораминиферами верхнепермского возраста, Елисеева, 1948-ф) и В. А. Ярмолюком в верховьях р. Бикина (среди филлитов и кремнистых сланцев с радиоляриями — мергелистые конкреции с микрофауной пермского возраста).

В Сучанском районе кремнисто-сланцевая толща залегает под верхнесучанской и другими свитами, охарактеризованными обильной флорой и фауной пермского возраста (Д. Ф. Масленников, 1948), а в Ольго-Тетюхинском районе — над известняками с фауной C_3 и ниже известняков, содержащих фауну верхов P_1 или низов P_2 (Кропоткин и Салун, 1948). Таким образом, наличие мощных кремнисто-сланцевых толщ в разрезе верхнего палеозоя Сихотэ-Алиня и Баджальского антиклинория теперь уже не может оспариваться. Часто среди них отмечаются радиоляриты, в той или иной степени обогащенные окислами железа и марганца (хр. Вандан, р. Хунгари, р. Тадуша, р. Аввакумовка и др.).

Открытые среди верхнепалеозойских отложений в 1933 г. марганцевые руды хр. Вандана в районе ж.-д. ст. Литовко в 50—100 км к северу и северо-востоку от Хабаровска изучались и разведывались в 1936—1943 гг. рядом геологов (Рембашевский и Кисец, 1937-ф; Кисец, Николаев, 1942-ф; Михалев, 1944-ф; Леонтович, 1949-ф) и описаны в статьях И. И. Никшича (1937) и Д. А. Шифрина (1937). Здесь известно 9 месторождений осадочных марганцевых руд, образующих пласты мощностью от 1 до 2,2 м среди кремнистых сланцев и радиоляритов, переслаивающихся с туфогенными сланцами. Накопление кремнезема и благоприятные условия для развития организмов, извлекающих кремнезем (радиолярии, губки), можно поставить в связь с развитием вулканизма, о чем свидетельствуют туфы и эффузивы в разрезах этого и смежных районов. Содержание марганца в месторождениях хр. Вандан колеблется от 9 до 59,8%, большею частью около 20% при содержании кремнезема более 50%. Таким образом, в основном это бедные и плохо обогащаемые руды. Однако при более детальных поисках и разведках вполне возможно обнаружение более значительных концентраций марганца и железа.

На р. Хунгари (ниже впадения р. Дюкали) среди кремнистых сланцев имеются радиоляриевые яшмы, в которых отдельные прослои обогащены

гидроокислами марганца (Золотов и др., 1947-ф). В Ольгинском районе руды (пиролюзит) имеются среди верхнепалеозойских кремнистых сланцев приблизительно в 20 км к северо-западу от бухты Ольга в верховьях Широкой пади, притока р. Арзамасовки, а также по пади Скалистой в 1—3 км от ее впадения в р. Аввакумовку (Э. Анерт, 1928). Работы П. Н. Кропоткина и С. А. Салуна в этом районе показали, что в толще пермских сланцев часто наблюдаются натеки окислов железа и марганца.

Аналогичный характер имеют и рудопроявления других районов.

Мезозойская, в основном, повидимому, юрская толща кремнистых пород выявлена за последние годы в пределах Бикинского антиклинория благодаря работам Дальневосточной экспедиции ВАГТ (К. М. Худолей, В. В. Куликов, А. Н. Ефимов, Г. Г. Марченко и Е. В. Быковская). Эти породы образуют здесь две широкие полосы северо-восточного простирания, из которых одна, начинаясь на правом берегу р. Уссури, пересекает р. Бикин в районе ж.-д. ст. Звеньевая и продолжается между реками Алчан и Култухэ и далее в бассейн р. Култухэ, а другая проходит севернее, вблизи устья р. Бикин и далее между реками Култухэ и Бира вплоть до верховьев р. Подхоренок (к востоку от пос. Вяземского).

Толща кремнистых и кремнисто-глинистых пород Бикинского антиклинория достигает мощности 1500—1800 м (Худолей, 1950-ф; Марченко и Быковская, 1950-ф). А. Н. Ефимов (1950-ф) оценивает ее мощность в 500—600 м.

С кремнистыми породами ассоциируются спилиты и туфогенные песчаники. В яшмах и кремнисто-глинистых сланцах содержатся радиолярии хорошей сохранности, которые определены Р. Х. Липман и Д. М. Чедия как мезозойские, вероятно юрские, формы. Менее мощные прослои кремнистых пород типа яшм описаны А. Ф. Барановым и С. А. Музылевым с р. Тадуши на восточном склоне хр. Сихотэ-Алинь, где они содержат сходный комплекс мезозойских радиолярий.[1] Как указывает Р. Х. Липман, для мезозойских радиолярий Сихотэ-Алиня характерен разнообразный комплекс башенковидных форм (подотряд Nasselaria, сем. Lithocampidae и др.) при меньшем развитии сферических форм.

Третий район распространения мезозойских кремнистых пород — это Нижне-Амурская зона, где Л. И. Красным в 2 км к северу от мыса Ланс-дорфа найдены темнокрасные кремнисто-глинистые сланцы с радиоляриями сем. Lithocampidae (мезозой, Липман, 1948-ф). Таким образом, мезозойские кремнистые породы встречаются в Бикинском и Сихотэ-Алиньском антиклинориях, в Прибрежной антиклинальной зоне и в Нижне-Амурской синклинальной зоне, но наибольшего развития они достигают только в Бикинском антиклинории. Здесь же наиболее ясно устанавливается связь этих образований с вулканогенными породами, позволяющая рассматривать их как яшмо-эффузивную формацию геосинклинального типа. Красноватый цвет пород и наличие железистого налета по трещинам обусловлены присутствием рассеянного рудного вещества в кремнистых породах мезозоя. Рудных концентраций марганца или железа здесь не отмечалось, но они вполне возможны, судя по фациальным особенностям этих пород.

[1] Эти породы, переслаивающиеся с юрскими песчаниками, распространены на южном крыле Кинцухинской антиклинальной складки, тогда как по оси ее выходят вышеупомянутые кремнистые сланцы и яшмы водораздела рек Кинцухэ и Тадуши с иным, верхнепалеозойским комплексом радиолярий (Липман, 1948-ф), С. А. Музылевым и А. Ф. Барановым оба горизонта с радиоляриями были отнесены к мезозою.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основываясь на тех данных, которые изложены выше, и на широких геологических сопоставлениях с другими геосинклинальными областями (Япония, Урал, Тянь-Шань), мы считаем возможным рекомендовать поиски первичноосадочных и метаморфизованных марганцевых и железных руд на площадях распространения нижнекембрийских, девонских, верхнепалеозойских (верхний карбон и пермь) кремнистых формаций.

Область широкого распространения мезозойских кремнистых пород также отмечена на нашей карте (фиг. 4) как территория, перспективная в отношении поисков железо-марганцевых руд.

Как показывает сопоставление с теми геологическими разрезами геосинклиналей хр. Кара-Тау, западного склона Южного Урала, Кордильерской геосинклинали Северной Америки и др., в которых имеются фосфориты геосинклинального типа, кремнисто-сланцевые толщи, ассоциирующиеся с песчано-глинистыми и карбонатными отложениями, могут представлять интерес также и в отношении поисков фосфоритов.

На территории Дальнего Востока можно рекомендовать поиски фосфоритов в толще юрских кремнисто-глинистых сланцев и известняков Вяземского района (Бикинский антиклинорий, Ефимов и др., 1950-ф) и в других областях распространения мезозойских, верхнепалеозойских и девонских кремнистых пород и связанных с ними терригенных песчано-глинистых пород. Такая рекомендация основывается на приуроченности некоторых месторождений фосфоритов геосинклинального типа к кремнистым осадочным формациям. Таков, например, крупный фосфоритоносный бассейн в кремнисто-глинистых пермских отложениях восточной окраины Скалистых гор (США), пермские же месторождения Бакбо (Вьетнам) и др. (Орлова, 1951).

Глава III

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД И НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД В НИЖНЕМ ПРИАМУРЬЕ И В ГОРНОЙ ОБЛАСТИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

1. ЛОКАЛИЗАЦИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Известна приуроченность контактово-метасоматических (главным образом магнетитовых) железных руд к участкам взаимодействия кислой магмы с карбонатными породами, где в условиях биметасоматоза и других геохимических процессов возникают специфические скарновые образования и происходит концентрация окислов железа. Дальний Восток не составляет исключения в этом отношении (Воларович, 1937, 1940; Ткалич, 1935; Тебеньков, 1939, 1945; Никшич, 1937; Леонтович 1949-ф; Преображенский, 1926). Скарново-магнетитовые руды локализуются в Ольгинском районе по контакту верхнекаменноугольных известняков с нижнетретичными, так называемыми приморскими гранитоидами (месторождения Белогорское, Першинское, Лиственичное и др.), в Гродековском районе — по контакту верхнепалеозойских (нижнепермских) известняков с гранитами, имеющими на Ханкайском массиве позднепалеозойский или раннемезозойский возраст (Сергиевское месторождение), и, наконец, в пределах Зейско-Буреинской плиты — по контакту протерозойских или нижнепалеозойских известняков со среднепалеозойскими гранитами (Гарьское и Мамынское месторождения). Эта характерная локализация железных руд позволяет, зная более или менее точно, по данным геологических съемок и по стратиграфическим сопоставлениям, распространение кислых интрузий (граниты, гранодиориты и пр.) и карбонатных пород различного возраста, рекомендовать поисковые и аэромагнитные исследования на определенных участках территории Дальнего Востока (см. фиг. 4).

В дальнейшем изложении мы не касаемся перспектив распространения контактово-метасоматических железных руд на территории Зейско-Буреинской плиты и западной части Ольдое-Селемджинской зоны, расположенной к западу от 131° в. д. В настоящей главе рассматривается только та часть Дальнего Востока, которая расположена к востоку от меридиана 131° в. д. и к югу от широты порта Аяна.

Большие площади развития карбонатных пород, в отдельных участках прорванных гранитоидами, имеются в следующих тектонических зонах Дальнего Востока:

1. В Аянской ветви Ольдое-Селемджинской зоны — известняки, доломиты и известковистые сланцы верхнего силура, известковистые песча-

ники и сланцы девона. В ряде пунктов, например к западу от бухты Аян, они прорваны мезозойскими биотитовыми гранитами и гранодиоритами (перспективный участок I на фиг. 4).

2. В восточной части Ольдое-Селемджинской зоны на междуречье р. Селемджи и р. Шавли (правого притока р. Уды) и по всей Шантарской ветви этой зоны, т. е. по правобережью р. Уды, по рекам Тыл и Тором и на Шантарских островах — мощные толщи девонских известняков и, кроме того, более древние карбонатные породы, прорванные палеозойскими и мезозойскими гранитоидами (участки II и III на фиг. 4). Эта зона, как было указано в главе II, заслуживает внимания также и в отношении поисков осадочных железных руд (магнетито-гематитовых, судя по району р. Шавли). В пределах Аянской ветви известны рудопроявления скарново-магнетитового типа по р. Сологу-Чайдак и др. (В. П. Тебеньков, 1939).

3. В Биро-Урмийской зоне по верховьям р. Урми—известняки девона, а в смежных районах — известняки пермского возраста, прорванные мезозойскими гранитоидами (участок IV).

4. В южной части Хингано-Буреинского антиклинория (Малый Хинган) — мраморы союзненской свиты нижнего протерозоя, доломиты мурандавской свиты верхнего протерозоя и известняки лондоковской свиты кембрия, прорванные палеозойскими и более молодыми гранитами, часто с образованием скарновых пород на их контактах (участок V). Некоторый интерес представляет и более северная часть антиклинория с мраморами ниманской свиты и т. д.

5. На Ханкайском массиве известны мраморы нижнего протерозоя в районе Лесозаводска и к западу от пос. Хороль (около дер. Поповки), доломитизированные известняки верхнего протерозоя района Лесозаводска (р. Кабарга, правый приток Уссури), кембрийские известняки районов Лесозаводска, Спасска, Черниговки и р. Телянзы (бассейн Даубихэ), палеозойские известняки района сел. Вознесенки, пермские известняки Гродековского района, бассейна рек Тунча и Пенча к западу от оз. Ханка и бассейна рек Монгугай и Сидеми в южной части Ханкайского массива. Эти разнообразные карбонатные породы прорваны главным образом палеозойскими и раннемезозойскими гранитоидами, что привело в ряде пунктов к образованию скарнов и скарново-магнетитовых руд (Сергиевское месторождение, район р. Кедровая падь, Тебеньков, 1939; участки VII, VIII на фиг. 4).

6. В Главном антиклинории Сихотэ-Алиня, в особенности в его северной части (верхнепалеозойские известняки р. Хунгари, участок IX) и в южной части, включая Таудеминское поднятие (верхнепалеозойские известняки Сучанского района и района пролива Стрелок, протерозойские мраморы путятинской свиты, см. участок X). Докембрийские породы в ряде пунктов прорваны палеозойскими гранитоидами, а верхнепалеозойские — гранитоидами мезозойского и третичного возраста. Известны слабые рудопроявления скарново-магнетитового типа.

7. В Прибрежной антиклинальной зоне — известняки верхнекаменноугольного возраста в Ольгинском районе, пермского — на р. Тадуше в районе пос. Кавалерово и верхнетриасового — в районе р. Тетюхэ и притоков р. Тадуши — рек Кинцухэ и Сибайгоу. Эти породы во многих местах интрудированы гранитоидами, принадлежащими главным образом к группе так называемых приморских гранитоидов нижнетретичного возраста. Во многих пунктах отмечено образование скарновых пород, иногда с магнетитовым оруденением (Белогорское, Першинское, Лиственичное месторождения в Ольгинском районе и др., см. участок XI).

Кроме этих участков более значительного развития карбонатных пород во многих районах южной части Дальнего Востока имеются небольшие по мощности горизонты и линзы известняков верхнепалеозойского и мезозойского возраста, заслуживающие более внимательного изучения в таких местах, где поблизости известны интрузии позднейших гранитоидов. Так, можно упомянуть известняки верхнего палеозоя районов рек Улухэ, Нотто, Имана, Бикина и Хора в средней части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, известняки того же возраста по р. Даубихэ в пределах Даубихинской синклинальной тектонической зоны, мезозойские (верхний триас — юра?) известняки района дер. Киселевки на Амуре (в Нижне-Амурской синклинальной зоне), пос. Красная Речка (на крыльях Хехцирского антиклинория) и района к востоку от пос. Вяземского (Бикинский антиклинорий, Ефимов, 1950-ф), нижнемеловые известняки р. Таухэ (Прибрежная антиклинальная зона) и района рек Белембе и Вел. Кема (Гурьев, 1950-ф; Красный, 1937-ф).

Все эти районы не отмечены на нашей карте. На ней нанесены лишь перечисленные в пунктах «а»—«ж» перспективные участки (I—XI), заслуживающие постановки на их площади аэромагнитной съемки и проспекторских работ по поискам железных и полиметаллических руд.

2. ЛОКАЛИЗАЦИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД

Изучение вопросов локализации полиметаллических, по преимуществу свинцово-цинковых и серебро-свинцовых, месторождений, произведенное в таких складчатых областях, как Центральный Казахстан, Алтай, Средняя Азия и Забайкалье, обнаруживает две характерные особенности гидротермальных месторождений этой группы.

Первая особенность состоит в локализации их по определенным зонам — полиметаллическим рудным поясам, подчиненным в своем простирании общему простиранию складчатых структур соответствующего района, вторая — в локализации наиболее крупных и многочисленных свинцово-цинковых и серебро-свинцовых месторождений в толщах карбонатных пород, прорезанных гидротермальными жилами, в скарнах, образовавшихся по карбонатным породам, и иногда (месторождение Аксоран в Центральном Казахстане) — в гибридных краевых фациях гранитной интрузии, ассимилировавшей карбонатные породы.

Следует отметить, что полиметаллические колчеданные месторождения, богатые сульфидами меди и сульфидами железа (пиритом, пирротином), часто с золотом и с баритом, локализуясь в тех же рудных поясах, не обнаруживают такого тяготения к карбонатным породам, как месторождения, богатые цинком и свинцом.

Дальний Восток не составляет исключения из этого правила. Здесь также намечается несколько полиметаллических рудных поясов, согласующихся с общим простиранием складчатых тектонических структур, и также наиболее крупные свинцово-цинковые месторождения (Тетюхинское рудное поле и др.) локализуются в карбонатных породах и скарнах.

В полиметаллических рудных месторождениях, локализованных среди толщ более молодых пород (Синанчинская группа) можно предполагать расширение объема рудных тел и наличие не вскрытых эрозией рудных залежей на тех, более глубоких, горизонтах, где рудоносные растворы пересекали благоприятные для метасоматического замещения горизонты карбонатных пород. Поэтому для прогнозов о возможном распространении свинцово-цинкового оруденения имеет существенное значение рас-

пространение карбонатных пород не только на дневной поверхности, но и на глубине, в синклинальных структурах. Структурой такого типа является, в частности, Тетюхинская синклиналь, продолжающаяся в сторону Синанчинского полиметаллического месторождения (фиг. 4).

В южной части Дальнего Востока намечается четыре района полиметаллического оруденения: а) Приморский, б) Нижне-Амурский, в) Ханкайско-Посьетский и г) Гилюйский (Воларович, 1938; Анерт, 1928).

Приморский полиметаллический пояс протягивается на 220 км в северо-восточном направлении в пределах Прибрежной антиклинальной зоны и Приморской зоны альпийской (третичной) складчатости от р. Судзухэ на юге почти до р. Самарги на севере и включает месторождения Тетюхинской и Синанчинской групп, Эстонское, Верхне-Кинцухинское и другие месторождения.

Оруденение связано главным образом с гидротермальной деятельностью приморских нижнетретичных гранитоидов, часто локализуется на большом удалении от интрузий, вскрытых эрозией, и нередко характеризуется присутствием олова. Это связывает типичные полиметаллические месторождения Приморского пояса с оловянными месторождениями сульфидно-касситеритового типа, сосредоточенными здесь же и в смежной зоне Главного синклинория Сихотэ-Алиня.

Как было отмечено уже Г. П. Воларовичем в 1938 г. и подробнее обосновано в работах геологов IV управления (Берсенев и др., Разживин, Гурьев, 1949—1950-ф), все известные месторождения сосредоточены главным образом на тех участках, где покров верхнемеловых и третичных эффузивов (ольгинский комплекс, андезиты) размыт или сохранился в небольшой мощности, т. е. на антиклинальных вздутиях третичной складчатой структуры. Напротив, в тех прогибах, где складчатое основание (пермокарбон и мезозой до сеномана — сенона включительно) погружено на большую глубину под толщу слабо дислоцированных эффузивов третичного и верхнемелового возраста, рудные месторождения и признаки оруденения в шлихах почти отсутствуют. В самом же складчатом основании, в пределах вышеуказанных пологих антиклинальных вздутий, охватывающих как синклинальные, так и антиклинальные складки мезозойской складчатой структуры, оруденение сосредоточено, например, в Тетюхинском рудном поле на крыльях синклинали (мезозойской складчатой структуры) и часто связано с карбонатными породами.

Основываясь на этой связи свинцово-цинкового оруденения с карбонатными породами, мы наметили на фиг. 4 в пределах Приморского полиметаллического пояса те участки, где можно предполагать наличие благоприятных условий для локализации свинцово-цинковых руд на глубине.

Нижне-Амурский район полиметаллического оруденения намечается по работам Л. И. Красного на побережье Охотского моря к северу от озера Орель. Здесь известны колчеданно-полиметаллические жилы с арсенопиритом, пиритом, галенитом и сфалеритом между мысом Куприянова и мысом Мофета, а также галенит в шлихах (до 5% немагнитной фракции). Оруденение может быть связано с нижнемеловыми гранитами. Карбонатные породы здесь отсутствуют и это понижает перспективы Нижне-Амурского района в отношении поисков крупных полиметаллических месторождений.

Ханкайско-Посьетский район полиметаллического оруденения намечается по отдельным рудным точкам в юго-западной части Ханкайского тектонического массива и может рассматриваться как

северо-восточное окончание того крупного пояса полиметаллических, а также золотых и медных месторождений, который протягивается через восточную Маньчжурию и смежную часть Кореи от Ляодунского полуострова до границ СССР. Описание Восточно-Маньчжурского полиметаллического пояса, заключающего более трехсот месторождений руд серебра, свинца и цинка, имеется в работах Анерта и Огура (Ahnert, 1936; Ogura, 1939).

На Ханкайском массиве полиметаллическое оруденение известно в районе Славянки (Славянское месторождение — жилы с арсенопиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом), Краскина, Гродекова (Сергиевское месторождение; Анерт, 1928).

Наличие большого количества верхнепалеозойских известняков, прорванных гранитами и гранодиоритами в этой части Ханкайского массива, позволяет выдвигать Ханкайско-Посьетский район как перспективный в отношении поисков полиметаллического оруденения.

Гилюйский полиметаллический район (вероятно — пояс широтного простирания), который Г. П. Воларовичем назван Верхне-Амурским, сосредоточивает в себе полиметаллические рудопроявления (свинец, цинк) по реке Гилюю, по Зее, вблизи пос. Дамбуки и по р. Депу. Некоторые из них описаны М. Н. Ивантищиным, Э. Анертом и др. Этот район возможно составляет продолжение полиметаллического пояса Восточного Забайкалья. Здесь имеются среднепалеозойские и докембрийские карбонатные породы и кислые интрузии различного возраста (до мела включительно), что создает благоприятные предпосылки для локализации полиметаллического оруденения.

Таким образом, на территории южной части Советского Дальнего Востока имеется ряд участков, где было бы целесообразно поставить комплексные геолого-поисковые работы с целью обнаружения на площадях развития карбонатных пород новых пунктов полиметаллического и скарново-магнетитового оруденения.

Глава IV

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ РУД ХРОМА, НИКЕЛЯ, ПЛАТИНЫ И ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД В ЮЖНОЙ МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

1. ЛОКАЛИЗАЦИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ИНТРУЗИЯМИ ОСНОВНОГО И УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА

С основными и ультраосновными породами во многих складчатых областях связаны эндогенные месторождения титаномагнетитовых и магнетитовых железных руд (главным образом в габброидах и пироксенитах), хрома, никеля, платины и платиновых металлов (главным образом в ультраосновных породах — дунитах, оливинитах, перидотитах, пироксенитах, змеевиках), экзогенные месторождения никеля (в коре выветривания ультраосновных пород) и россыпные месторождения платины в аллювиальных отложениях, образующиеся за счет разрушения основных и ультраосновных пород, содержащих платину.

В южной части Дальнего Востока пока известно мало рудопроявлений, связанных с основными и ультраосновными породами. Это, вероятно, объясняется слабой изученностью и плохой обнаженностью Дальнего Востока, а также тем, что поискам перечисленных металлов здесь не уделялось достаточного внимания.

Петрографические данные по основным и ультраосновным породам южной части Дальнего Востока были в 1949 г. обобщены Г. Т. Татариновым, но с тех пор поступило уже много новых сведений о распространении основных пород на территории этого края (Татаринов, 1949-ф). Поэтому в следующем разделе IV главы дается обзор основных и ультраосновных интрузий южной части Дальнего Востока, составленный нами с учетом последних данных. Эти интрузии и группы интрузивных тел отмечены под № 1—93 на прилагаемой карте (фиг. 4) и могут рассматриваться как участки, перспективные в отношении поисков железных руд, хрома, никеля и платины.

Магнетитовые и титаномагнетитовые руды, связанные с основными изверженными породами, известны в небольших количествах в ряде пунктов Дальнего Востока. В южной части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня известны: а) Аннинское месторождение на берегу бухты Анны близ пос. Зембрены (магнетит среди гнейсовидных габбро-диоритов протерозоя, массив № 74 на фиг. 4), б) Путятинское месторождение (магнетитовые сегрегации в габбро и пироксенитах на о-ве Путятин, № 73; Ткалич, 1935) на крайнем окончании антиклинория (Таудеминское поднятие), в) высыпки магнетита вместе со скарновыми

минералами, габбро и горнблендитами по кл. Партизанскому близ дер. Бреевки на р. Улухэ в южной части того же антиклинория (Тебеньков, 1939) и г) магнетитовые руды в контактах габбровых массивов района р. Сандагоу (№ 63, 64, Кириллов, 1944-ф), т. е. приблизительно в том же районе. В северной части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня Л. Б. Вонгаз и А. В. Ильин (1950-ф) отмечают магнетитовое оруденение в небольшой перидотитовой интрузии междуречья рек Обора и Хора (№ 42; магнетит составляет 20% от всей массы породы) и А. А. Кириллов — в Дюкалинском массиве основных и ультраосновных пород на правобережье р. Хунгари (№ 41, гнезда магнетита в ультраосновных породах, магнитная аномалия; Кириллов, 1941-ф).

В западной части Ольдое-Селемджинской тектонической зоны в районе рек Уруша и Ольдой имеются горнблендиты и габбро (№ 9—11). Здесь в горнблендитах, выходящих по кл. Сигальта (приток р. Сергачи) сплошной магнетит слагает шлиры значительной величины. Сами горнблендиты вблизи шлиров существенно обогащены магнетитом (Бернштейн и Леонтович, 1938).

В зоне Станового хребта среди анортозитового массива хр. Джугджур несколько выходов титаномагнетитовых руд было обнаружено А. П. Лебедевым и Н. В. Павловым. Оруденение локализуется среди анортозитов и анортозит-габбро-норитовых пород, будучи в большинстве случаев связано с обособлениями норит-пегматитов и габбро-пегматитов. Наиболее крупные скопления титаномагнетитовых руд тяготеют к полям развития анортозитов, бедных темноцветными минералами. В коренном залегании эти руды обнаружены в верхнем течении р. Мутэ, в одном километре от Тунумского перевала (175 км к юго-юго-западу от порта Аян). Крупные развалы титаномагнетитовых руд найдены в верховье р. Оёнектоген в 2 км от водораздела хр. Джугджур на его северо-западном склоне. Более мелкие рудопроявления имеются в верхнем течении р. Няндоги, в верховьях рек Тунум и Авланджи и в других местах (Лебедев и Павлов, 1948-ф).

Хромит не установлен где-либо в промышленных концентрациях, но отмечается в составе основных пород (например, в перидотитовых дайках Сучанской зоны, Николаев, 1948-ф) и в шлихах бассейнов рек Хунгари (Золотов и др., 1947-ф; Кириллов, 1941-ф), Хор, Чуи и Тормасу (Допиро, 1947-ф), Бикин (Лазарев, 1939-ф и др.), Улухэ (Матвеев, 1939-ф), Лифудзин (Ваганов и Золотов, 1939-ф) и Сандагоу (Кириллов, 1944-ф) в зоне Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, рек Даубихэ и Лефу в пределах Даубихинской синклинальной зоны (Золотов, 1940-ф), у оз. Кизи и др. в Нижне-Амурской синклинальной зоне (Кириллов, 1949-ф), на Ханкайском массиве (Лазарев, 1934-ф) и в других районах. В качестве возможных источников хромита, присутствующего в шлихах, указываются интрузии основных пород и покровы оливиновых базальтов, широко развитых в пределах Сихотэ-Алиня.

Никелевое оруденение в коренных породах обнаружено А. А. Леонтовичем и Н. А. Раковым в норито-анортозитовом массиве хребта Джугджур (№ 1) и Л. Б. Вонгаз — в северной части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня на междуречье рек Обора и Хора. Кроме того Т. Г. Тиховой описаны рудопроявления никеля в районе г. Зеи (в Ольдое-Селемджинской зоне).

В Джугджурском массиве обнаружено три месторождения никеленосных пирротинов в водораздельной части хребта Джугджур по истокам рек Няндоги, Одоры и Авланжи. «По своему происхождению Джугджурские месторождения пирротинов являются типичными магматиче-

скими. По характеру процессов концентрации рудного вещества среди них выделяются два типа: 1) сингенетические (ликвационные), образовавшиеся в магматическую фазу плутона; сюда относятся богатые вкрапленные руды и шлиры массивного пирротина в габбро-норитах и пироксенитах; 2) эпигенетические (инъекционные), образовавшиеся в результате внедрения остаточной части сульфидного расплава в более верхние части уже выкристаллизовавшейся силикатной магмы, при активном участии тектонических усилий (линзы пирротина в анортозитах и убогие вкрапленные руды)» (Тр. ДВБАН, 1948).

Рассеянное пирротиновое оруденение отмечается по всему телу анортозитового плутона (Леонтович и Раков, 1939-ф). Кроме никеля в анализах руд Джугджура отмечается повышенное содержание кобальта. Никелевое оруденение хр. Джугджур более детально изучалось в 1946—1948 гг. работниками Дальневосточной экспедиции Института геологических наук АН СССР (Лебедев и Павлов, 1948-ф).

В водораздельной части хребта Джугджур в истоках рек Няндоги, Одоры и Авланджи на площади около 20 км² имеется три небольших вышеупомянутых месторождения никельсодержащих пирротиновых руд: Няндогинское, Одоринское и Авланджинское. Район месторождений, по данным экспедиции ИГН, в основном сложен шлирово-атакситовыми габбро-норитами. В подчиненном количестве встречаются анортозиты, габбро-норит-пегматиты и пироксениты. Породы в окрестностях месторождений дифференцированы значительно резче, чем в других частях интрузива, и рассечены дайками микродиоритов, диоритовых порфиритов, лампрофиров и диабазов.

Няндогинское месторождение находится в верховьях р. Няндоги в 75 км к западу от поселка Аян. Рудная зона прослеживается на 50 м, будучи приурочена к зоне дробления в габбро-норитах. Массивные руды заполняют пространство между блоками и кусками габбро-норитов, как бы цементируя их. Восточная часть месторождения представляет собой серию ветвящихся пирротиновых жил и прожилков. Одоринское и Авландинское месторождения по своим масштабам еще меньше и представляют собою небольшие линзы пирротина, размером до 5 м в длину (при мощности до 0,4—1 м).

Минералогический состав руд во всех этих месторождениях одинаков и характеризуется наличием пирротина (главный рудный минерал), пентландита, халькопирита, пирита, магнетита и ильменита. Кроме того, присутствуют гематит, кубанит и вторичные минералы (марказит, мельниковит, бравоит, ковеллин, гидроокислы железа). Содержание никеля в бороздовых пробах 0,18—0,62%, в штуфных пробах 0,73—0,94%, кобальта 0,02—0,18%, меди 0,26—1,64%. По данным А. А. Леонтовича и Н. А. Ракова, в рудах этих месторождений отмечены следы платины.

В области междуречья рек Хор и Обор сульфидно-никелевое оруденение обнаружено на двух участках: 1) на водоразделе рек Були, Б. Сидими и Хулигчи, 2) в бассейне правого притока р. Хор — реки Коломи (Вонгаз и Ильин, 1950-ф).

Оруденение связано с экзоконтактовыми изменениями диабазов и туфов. По контакту с кислой интрузией диабазы превращены в амфиболитовые породы с обильным выделением пирротина, миллерита (никельсодержащего пирротина) и магнетита.

Никелевое месторождение в западной части Ольдое-Селемджинской тектонической зоны обнаружено работниками Амурзолото на левом берегу р. Зеи в 6 км выше г. Зеи (в Зейских воротах) и описано Т. Г. Тиховой. В 1935 г. этот район изучался А. А. Кирилловым. Оруденение

связано с интрузией измененных габбро-диабазов, интрудированных в зону докембрийских мраморов (№ 15 на фиг. 4). В габбро-диабазах намечаются полосы (фальбанды), сильно обогащенные пирротином, пиритом, магнетитом и халькопиритом. Никель содержится в мельчайших зернах пентландита, заключенных в пирротине (Тихова, 1935).

Никелевые минералы в шлихах (главным образом силикаты никеля) обнаружены в 1949—1950 гг. Дальневосточной экспедицией ВАГТ во многих районах Сихотэ-Алиня по рекам Тахало, Алчан, Бэйцухэ и другим притокам Бикина и Имана (Рыловникова, 1950-ф; Марченко и Быковская, 1950-ф; Литенко, 1950-ф).

О. Т. Литенко, специально занимавшаяся изучением силикатов никеля и поисками коренных источников никелевого оруденения, отмечает, что в районе р. Тахало и других притоков Бикина силикаты никеля распространены широко, но концентрации никеля, отмеченные в шлихах и в породах (в древней коре выветривания на плиоценовых оливиновых базальтах и на мезозойских ультраосновных породах), ничтожны.

Платина в шлихах известна на Дальнем Востоке из аллювиальных отложений р. Зеи ниже впадения р. Уркана, по Большому и Малому Ольдою с их притоками, в районе озера Ханка, а также на северном склоне Станового хребта по р. Тимптону и его притокам, т. е. уже в соседней части Алданского щита (Анерт, 1928; Меняйлов и Набоко, 1936). Сперрилит (мышьяковистая платина) был обнаружен в небольшом количестве в шлихах с Александро-Невского прииска Центрально-Зейского золотоносного района (Попов, 1935). Зерна сперрилита очень сильно окатаны и, видимо, принесены откуда-то издалека. Источники платины бассейна р. Зеи неясны, она также могла поступать издалека, может быть, из области Алданского щита или из зоны основных интрузий Станового хребта.

В Ольдое-Селемджинской зоне работами 1935—1936 гг. Ольдойского отряда Верхне-Амурской экспедиции Дальневосточного филиала Академии наук был обнаружен сперрилит в коренных породах (анортозитах) в районе р. Хаикты, правого притока Большого Ольдоя. Открыт он был в искусственном шлихе, намытом из дробленой породы весом около 4 кг, взятой в левом берегу р. Хаикты, ниже устья ключа Орогжана. В этом районе основные породы представлены телом (1,5—2 км в поперечнике) амфиболового габбро с участками в нем крупнозернистого анортозита (типа лабрадоритов) (Меняйлов, Набоко, 1936). Эти основные породы, по мнению указанных авторов, принадлежат к той же группе интрузий, которая представлена в 60 км севернее р. Хаикты крупным Амнунактинским массивом, расположенным в отрогах Станового хребта.

В Амнунактинском массиве сульфиды в основном приурочены к автометаморфизованным анортозитам и отчасти к другим более кислым дифференциатам типа габбро-диоритов, находящимся в краевой части массива; в дунитах этого массива отмечается незначительная концентрация хромита. Это позволяет проводить некоторую аналогию с южноафриканскими месторождениями, где платина в парагенезисе с сульфидами в виде $PtAs_2$ (сперрилита) связана с норито-анортозитовым комплексом изверженных пород.

По р. Чогор, левому притоку р. Уды, впадающему в нее в 50 км выше устья р. Маи, по данным Э. И. Аминова были обнаружены маломощные (0,26 м) прожилки колчеданов, содержащие золото в количестве от нуля до 104 г/т и платину в количестве до 70,3 г/т (Анерт, 1928).

Таким образом, большая часть данных о нахождении платины в россыпях и в коренных месторождениях относится к зоне Станового хребта

и хр. Джугджур и к Ольдое-Селемджинской зоне с ее Аянской ветвью (р. Ольдой, р. Чогор), где известны интрузии основного состава (№ 9—12, 5—7 на фиг. 4).

2. ИНТРУЗИВНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ ОСНОВНОГО И УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Для обоснования конкретных прогнозов о возможном распространении оруденения, связанного с основными и ультраосновными породами, в настоящем разделе дается краткое геолого-петрографическое описание интрузивных массивов основных и ультраосновных изверженных пород. Интрузии сгруппированы по территориальной принадлежности к той или иной из вышеописанных тектонических зон и по наиболее вероятному геологическому возрасту самих интрузий. При описании указывается номер, под которым соответствующая интрузия указана на прилагаемой карте (фиг. 4) и в списке интрузий. В конце раздела более кратко охарактеризованы те эффузивные комплексы, в которых участвуют наиболее основные излившиеся породы, и высказаны соображения о возможном распространении жерловых фаций — корней этих эффузий — в современной тектонической структуре южной части Дальнего Востока.

А. Древнепалеозойская складчатая зона Станового хребта и хребта Джугджур

Вдоль юго-восточного края Алданского докембрийского кристаллического щита протягивается дугообразная зона основных интрузий, находящая свое продолжение в том прерывистом ряде основных массивов, который приурочен в Забайкалье к древнепалеозойской складчатой зоне, выделяемой И. В. Лучицким и М. С. Нагибиной. В пределах Дальнего Востока к этой зоне основных интрузий относятся: 1) норито-анортозитовый массив хр. Джугджур (№ 1 на прилагаемой карте, фиг. 4), 2) габбро-норито-анортозитовый массив в верховьях Учура и Маймакана (№ 2), 3) основной массив по р. Каранган (№ 3), 4) основной массив по р. Джана, левому притоку р. Уды (№ 4), 5) габбро-амфиболитовые массивы по р. Чогор, левому притоку р. Уды (№ 5, 6) и в соседних районах, 6) основные массивы в хр. Чернышева и по притокам р. Нюкжи (№ 7, 8).

Вся тектоническая зона, к которой приурочены эти интрузии, чрезвычайно слабо изучена в геологическом отношении и лишь частично покрыта съемкой. Сведения о Джугджурском габбро-норитовом массиве имеются в отчетах А. А. Леонтовича и Н. А. Ракова (съемки м-ба 1 : 200 000 в 1938—1939 гг., Тр. ДВБАН, 1948) и в работе А. А. Леонтовича (1937) по Аяно-Майскому району; по Учурскому массиву — в отчете А. К. Матвеева, П. Д. Шкляева и В. А. Кузьмичева, по геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000, проведенной в 1940—1942 гг. (Тр. ДВБАН, 1948) и по основным массивам бассейна левых притоков р. Уды — рек Чогора и Удыхын — в отчетах П. С. Бернштейна (1936—1937 гг.).

Джугджурский массив основных пород (№ 1 на прилагаемой карте, см. также фиг. 11) был отнесен А. А. Леонтовичем в работе 1937 г. к варисскому интрузивному циклу, но в опубликованном в 1948 г. автореферате отчета А. А. Леонтовича и Н. А. Ракова указывается докембрийский возраст этого массива.

Докембрийский магматический цикл центральной части хребта Джугджур, согласно последним данным, характеризуется трехфазным внедрением магматических масс в такой последовательности: а) рогово-

обманковые гнейсо-граниты, гнейсо-сиениты и гнейсо-диориты; б) габбро-нориты и анортозиты; в) красные аляскитовые граниты и мигматиты. Архейский возраст этого комплекса установлен на основании наблюдавшегося несогласного налегания на них толщ протерозоя (бассейн р. Маи), в свою очередь перекрытых кембрием.

«Джугджурский массив основных пород, площадью более 8000 км², имеет форму периклинал-плутона, сильно вытянутого в восток-северо-восточном направлении. Главной составной частью плутона являются анортозиты. Породы габбро-норитовой серии образуют шлиры среди анортозитов. Выделяются следующие формы шлиров: а) шлиры, связанные постепенными переходами от пироксеновых анортозитов через нориты и габбро-нориты до пироксенитов во внутренних их частях; б) шлиры ленточные — узкие, сильно вытянутые полосы, сложенные норитами или габбро-норитами; в) шлиры эллипсоидальные — округлые (до 50 см в поперечнике), в которых обычно обособляются нориты» (Тр. ДВБАН, т. I, стр. 32—33, 1948).

В отчете А. А. Леонтовича и Н. А. Ракова (1939) указывается, что катаклаз анортозитов более слабый, чем в породах докембрия, в связи с чем анортозиты должны быть отнесены к палеозою—к каледонскому циклу или к первой фазе герцинского магматического цикла. Анортозиты и пироксеновые анортозиты образуют главную массу пород массива, причем на их фоне обособляются полосы и шлиры (от нескольких сантиметров до 20 м), сложенные норитами, габбро-норитами, габбро-диоритами или уралитовыми габбро, пироксенитами. Приводятся данные химического анализа анортозитов (52,3—53,7% SiO_2) и габбро-норитов (50,5% SiO_2) (см. таблицу в приложении). В 1946—1948 гг. Джугджурский массив изучался Дальневосточной экспедицией Института геологических наук АН СССР (Лебедев, Павлов, 1948-ф).

Широкое распространение пород норито-анортозитового комплекса в верховьях рек Маймакан и Учур и в осевой зоне Джугджура устанавливается по работам Учурской конторы Золоторазведки (Кулеш, Глебец, Кузнецов). В верховьях р. Учура, согласно опубликованного в 1948 г. реферата работы А. К. Матвеева и др. (Труды ДВБАН, 1948), архейский комплекс пород представлен: а) толщей гнейсов, б) интрузиями габбро-норитов и анортозитов (№ 2), в) интрузиями аляскитовых гранитов. Севернее на размытой поверхности архейских образований, с малым уклоном с юга на север, трансгрессивно залегают почти недислоцированные протерозойские отложения (эффузивы, пестроцветные песчаники континентального происхождения и др.), и, затем, кембрийские карбонатные осадки.

П. С. Бернштейном в 1937 г. при съемке масштаба 1 : 200 000 в районе левых притоков р. Уды отмечены два небольших (2 × 2,7 км) массива габбро, габбро-перидотитов и горнблендитов — один в области истоков р. Удыхын, между р. Удыгин и Чогор (примерно 131°55′ в. д., 54°53′ с. ш., № 5) и другой — на правобережье р. Чогор, приблизительно против устья р. Нимнярхой (132°20′ в. д., 54°32′ с. ш., № 6). В них в виде шлиров встречаются перидотиты. Элементы прототектоники и катаклаза выражены слабо. Оба эти штокообразные массива прорывают более древний палеозойский комплекс мигматитовых гнейсов и относятся, по П. С. Бернштейну, к герцинскому магматическому циклу. Кроме штоков, в бассейне р. Чогор и других левых притоков р. Уды отмечены дайки этих основных пород.

Таким образом, имеющиеся данные о возрасте основных интрузий зоны Станового хребта и хр. Джугджур разноречивы. Во всяком случае

эти интрузии моложе докембрийских (по А. К. Матвееву — архейских, по П. С. Бернштейну—палеозойских) гнейсов, гнейсо-гранитов и мигматитовых гнейсов и древнее красных аляскитовых гранитов, отнесенных А. А. Леонтовичем (в отчете, 1939-ф) к среднему палеозою, а А. К. Матвеевым — к докембрию. Площадь, занятая основными интрузиями, особенно велика в хребте Джугджур и на восточной окраине Станового хребта, тогда как в остальной части описываемой зоны они образуют только небольшие массивы, штоки и дайки.

Б. Ольдое-Селемджинская палеозойская складчатая зона (Главная и Шантарская ветви)

В Ольдое-Селемджинской палеозойской складчатой зоне основные интрузивные породы имеют более значительное распространение в западной ее части (бассейн Малого и Большого Ольдоя, № 9—11) у границы ее с Алданским щитом на Зее близ устья Гилюя (№ 12—15), затем — в области отщепления Шантарской ветви этой зоны от Главной ветви или основного ствола Ольдое-Селемджинской зоны (бассейн правых притоков р. Уды — рек Шавли и Гербикана, № 16) и, наконец, в пределах самой Шантарской ветви — на р. Тыл (№ 17) и на Шантарских островах (№ 18—21 на фиг. 4; см. также фиг. 12).

Основные интрузии западной части Ольдое-Селемджинской зоны описаны П. С. Бернштейном и А. А. Леонтовичем в работе, опубликованной в 1938 г.

Мощные дайки и небольшие штоки крупнокристаллических габбро-диоритов, переходящих в горнблендиты и пироксениты, завершают альпийский интрузивный цикл. «Дайки мощностью до 0,5—1 км вытянуты в близком к широтному направлению, причем отдельные короткие интрузивные тела расположены в ясно прослеживающихся, линейно вытянутых зонах, параллельных наиболее крупным тектоническим разрывам. Одна из таких полос, наиболее густо насыщенная мелкими интрузиями основных и ультраосновных пород, расположена в сильно смятой и пересеченной большим количеством надвигов центральной части района (т. е. в верховьях р. Уруши и по левым и правым притокам среднего течения р. Ольдоя, № 9 и 11. —*П. К.*). Кроме того, отмеченная еще Я. А. Макеровым полоса габброидов, переходящих в пироксениты, прослеживается вдоль тектонического контакта древних гранито-гнейсов с палеозойской осадочной толщей от устья р. Шахтауна на р. Ольдое к устью р. Коровиной на р. Ольдоконе (№10 на прилагаемой карте. — *П. К.*).

Прорывание дайками габброидов альпийских гранитов и в других случаях, как например, у устья кл. Нижний Кавыликан (приток р. Сергачи), перекрывание габбропокровами нижнетретичных эффузивов значительно суживает рамки возможного возраста основных интрузий, который таким образом ориентировочно может быть принят верхнемеловым.

Петрографический характер основных пород района весьма разнообразен. Однако представляя собой лишь продукты дифференциации внутри небольших тел одной и той же магмы, отдельные типы связаны рядом постепенных переходов от габброидов до мономинеральных бесполевошпатовых пород. В этой группе встречены габбро-диориты, роговообманковые и пироксеновые габбро, горнблендиты и пироксениты. Средний состав штоков, видимо, приближается к габбро, а ультраосновные дериваты — горнблендиты — следует рассматривать как сингенетичные сегрегации — шлиры. Наибольшим распространением среди основных пород пользуются роговообманковые габбро» (Бернштейн и Леонтович, 1938).

Встречаются также крайние члены дифференциации — перидотиты. В связи с новыми данными о возрасте гранитоидов верхнего течения Амура, опубликованными И. В. Лучицким, необходимо пересмотреть и вышеуказанное определение возраста основных пород этого района. Гранитоиды бассейна Ольдоя, отнесенные П. С. Бернштейном и А. А. Леонтовичем к альпийскому циклу, повидимому, являются фацией палеозойских гранитов, а рвущие их дайки и штоки основных пород — аналогами тех палеозойских, по И. В. Лучицкому, габбровых интрузий, которые рвут нижне- и среднедевонскую толщу между Становым хребтом и хребтом Ильтивус (Лучицкий, 1949).

На р. Зее выше и ниже впадения Гилюя (№ 14, 15) и в нижнем отрезке течения Гилюя (№ 12, 13) среди докембрийских гнейсов А. Л. Кириллов (1935-ф) отмечает дайки доюрских амфиболитов, горнблендитов и габбро-диабазов.

В области отщепления Шантарской ветви от основного ствола Ольдое-Селемджинской зоны довольно крупные основные и ультраосновные интрузии известны в среднем течении р. Урми (правого притока р. Шавли, впадающей справа в р. Уду) и в верхнем течении р. Гербикана (правого притока р. Уды, № 16).

По данным В. И. Серпухова (1931-ф), основные породы, которые выходят нешироκой полосой по рекам Урми и Гербикану, представлены главным образом габбро и дунитами (левый берег р. Гербикан) и характеризуются гнейсовидной текстурой. Они внедрены в мраморы, которые В. И. Серпухов считает наиболее древними породами района. В настоящее время, после находки Л. И. Красным фауны археоциат в карбонатных породах соседнего района, имеются основания относить породы, вмещающие основные интрузии Урми и Гербикана, к нижнему палеозою, а сами интрузивные тела по аналогии с другими частями Ольдое-Селемджинской зоны считать средне- или верхнепалеозойскими.

Далее к северо-востоку, в пределах Шантарской ветви Ольдое-Селемджинской зоны, небольшой (2 × 4 км) массив, сложенный пироксеновым габбро и оливиновым габбро, закартирован в 1949 г. В. А. Ярмолюком на правом берегу р. Тыл в 30 км выше ее устья (№ 17, Ярмолюк, 1949-ф). Эта интрузия прорывает среднепалеозойскую толщу песчаников, кремнистых сланцев и конгломератов. Породы по своему петрографическому облику могут, по мнению В. А. Ярмолюка, относиться к герцинскому или к ларамийскому (верхний мел — палеоген) циклу. Химический анализ габбро с р. Тыл приведен в табл. VIII.

Еще далее в пределах Шантарской ветви Л. И. Красным обнаружен ряд основных (№ 18, 19, 21) и ультраосновных (№ 18, 20) интрузий среди средне- и верхнедевонских отложений острова Большой Шантар и о-ва Феклистов (Красный и Ганешин, 1948-ф). Эти интрузии предположительно отнесены Л. И. Красным к варисскому (герцинскому) циклу.

Наиболее крупный Феклистовский массив (№ 18), расположенный в юго-западной части о-ва Феклистов, имеет размеры 3,5 × 4,5 км (не считая той части, которая скрыта под водами Охотского моря) и отличается сложным строением. Его внутренняя часть сложена ультраосновными породами, а периферические части — габброидами и диорито-монцонитовыми разностями. Наблюдаются постепенные переходы от кварцевых диоритов, диоритов и монцонитов к породам группы габбро и далее к пироксенитам, оливиновым пироксенитам, пироксеновым оливинитам и к дунитам.

Дуниты и оливиниты массива состоят на 90—91% из оливина, 8,1—8,5% — из пироксена (авгита) и 0,5—1,9% — из рудного минерала.

Перидотиты — главным образом верлиты—состоят из оливина (30—70%) и моноклинного пироксена (диопсида). Встречаются лерцолиты. Оливиновые пироксениты и пироксениты состоят из пироксена (85,5—88%, авгит или диопсид), оливина (11,7—13%) и рудного минерала (0,2—0,7%).

Габбро (с гиперстеном и лабрадором), роговообманковое габбро и меланократовое роговообманковое габбро связаны переходами через плагиоклазовые горнблендиты с чистыми горнблендитами; все эти габброиды пользуются значительным распространением в пределах массива. Пироксеновые диориты, нормальные диориты с роговой обманкой и биотитом, кварцевые диориты и монцониты (состоящие из лабрадора, калиевого полевого шпата, гиперстена, авгита и магнетита) распространены по периферии как у западного, так и у восточного края массива.

В северной части о-ва Большой Шантар несколько массивов (до 2 км в длину) и крупных даек основного состава локализуются в зоне запад-северо-западного простирания, будучи вытянуты в таком же направлении (№ 19). Наиболее крупный из них Амунайский массив характеризуется полосчатостью, круто падающей на юго-запад и состоит в средней части из сильно измененных ультраосновных пород, а в северо-восточной периферической части — из пород диоритового и габбродиоритового состава. Северошантарский массив сложен габбро, габбро-диабазами, оливиновыми диабазами и диабазами. Анаурский массив в южной части о-ва Большой Шантар у устья р. Большой Анаур (№ 21) сложен габбро, диоритами и кварцевыми диоритами.

Серпентиниты, возможно, аналогичные вышеописанным по возрасту, описаны Л. И. Красным (1949) на северо-западном побережье Тугурского п-ва, где они образуют дайки среди нижнепалеозойских пород.

Таким образом, интрузии основных и ультраосновных пород, повидимому, принадлежащие по возрасту к верхнему или среднему палеозою (несомненно после D_2 — на Шантарских островах и в хребте Петровском), распространены в различных частях Ольдое-Селемджинской зоны, в особенности в восточной ее половине. Их внедрение, повидимому, связано с тектоническими движениями герцинского цикла, характерными для Ольдое-Селемджинской геосинклинальной зоны. Частично они могут соответствовать тому вулканическому циклу, который в девонских (повидимому D_3^1) отложениях Шантарских островов выражен в появлении мощной серии диабазов и спилитовых лав.

В. Зейско-Буреинская плита

В пределах Зейско-Буреинской плиты основные породы описаны Депской экспедицией Золоторазведки, а в последние годы изучались К. Ф. Прудниковым (1948-ф) и В. В. Онихимовским, который в своей сводной работе по Верхне-Буреинскому району (1948-ф) подробно рассмотрел возрастные взаимоотношения основных интрузий с другими изверженными породами.

Работники Депской экспедиции (Федорцев, Шпилько и др., 1940-ф) указывают небольшие интрузии гарцбургитов и габбро в бассейне рек Джелтулака и Мамына (№ 24, 25).

К. Ф. Прудников и А. И. Юдин описывают массив (около 5 км в поперечнике) ультраосновных и основных пород, расположенный на правом берегу р. Зеи против устья р. Деп (№ 22). В центральной части этого массива развиты серпентиниты, реже горнблендиты, а по периферии—габбро и габбро-диориты. По химическому составу серпентиниты Депского массива магнезиальные (31,1—37,1% MgO при 41,9—43,4% SiO_2)

при пониженном содержании железа (4,8—6,4% по сумме окислов $FeO+Fe_2O_3$, см. таблицу в приложении). Этот массив не оказывает контактового воздействия на примыкающие к нему осадочные породы верхнеюрского или нижнемелового возраста; галька серпентинитов и габброидов имеется в конгломератах, повидимому, верхнеюрского возраста.

Те же авторы отмечают группы массивов, сложенных сильно измененными габброидами (габбро-диориты, габбро), и реже серпентинитами, по долине р. Вторая Гарь (№ 23). Выходы этих пород тянутся на 12 км и приурочены к тектоническому контакту протерозойских гнейсов с верхнепалеозойскими гранитоидами. Приводятся некоторые данные в пользу мезозойского возраста габброидов. Повидимому, к мезозою на Зейско-Буреинской плите относятся некоторые диоритовые интрузии, тогда как более основные разности — габброиды и гипербазиты — принадлежат, в соответствии с данными В. В. Онихимовского и М. С. Нагибиной, к палеозою (главным образом к среднему и нижнему палеозою).

В. В. Онихимовский в своих работах по среднему течению р. Ниман (1945-ф; Тр. ДВБАН, 1948) и в бассейне р. Норы (1940-ф) описывает каледонские габбро, диабазы и амфиболиты, которые прорывают селемджинскую толщу (силур) и, в свою очередь, прорываются порфировидными гранитами герцинского цикла (№ 27, 27-а). На р. Норе габбро связано постепенными переходами с габбро-диабазами и диабазами, переходящими в диабазовый порфирит. Габбро представлено как биотит-роговообманковыми разностями, так и пироксеновыми разностями, содержащими оливин. В контакте с герцинскими гранитами габбро переходит в амфиболиты (№ 26).

В своей обзорной работе по Верхне-Буреинскому району В. В. Онихимовский (Онихимовский, 1948-ф) указывает, что в восточной части Зейско-Буреинской плиты и в смежной части Хингано-Буреинского антиклинория основные породы — габбро, амфиболиты, перидотиты и серпентиниты имеют ничтожное распространение, слагая пластовые и секущие дайки и мелкие штоковые тела. На р. Бурее ниже устья р. Правый Уссомах перидотиты пересечены жилами варисских пегматитов. По Ниману на месторождениях р. Агдони и кл. Обещающего габбро и амфиболиты пересечены жилами катаклазированных гранитов и связанных с ними пегматитов. Внедрение катаклазированных каледонских гранитов в габбро наблюдалось также А. А. Кирилловым выше по Ниману.

Герцинские основные породы представлены, по В. В. Онихимовскому, пироксеновыми и кварцитовыми габбро, габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, которые слагают штоки, дайки и жилы в бассейне среднего течения р. Ниман, прорывая чрезвычайно широко распространенные на площади Зейско-Буреинской плиты (хр. Турана) среднепалеозойские граниты или слоисто-кристаллические породы докембрия в контактовых зонах гранитных массивов. Таким образом, герцинские основные интрузии Зейско-Буреинской плиты характеризуются меньшей основностью, чем каледонские, и тесно связаны с внедрением гранитных батолитов, относимых В. В. Онихимовским к герцинскому циклу.

В бассейне верхнего течения р. Солокачи, в 2 км к югу от рудника Солокачи и по рекам Б. и М. Горболок (№ 29) среди гнейсов архея залегают условно отнесенные к палеозою два или три небольших массива ультраосновных пород, представленных дунитами и пироксенитами (Золотов, 1947-ф).

Г. Хингано-Буреинский антиклинорий

Среди архейского комплекса Хингано-Буреинского антиклинория имеются небольшие интрузии ультраосновных пород, описанные в опубликованной работе Г. Д. Афанасьева, в отчетах М. Н. Доброхотова (1939-ф) и М. Г. Золотова (1947-ф). В бассейне р. Дробовичной (№ 28) и в верховьях р. Малый Турук на Малом Хингане они образуют тела площадью в 6—7 км^2 среди кристаллических сланцев и гнейсов и представлены серпентинитами (Доброхотов, 1939-ф). В контактовой зоне змеевикового массива р. Дробовичной развиты пластообразные залежи тальково-магнезитовых и цоизитовых пород (Афанасьев, 1939).

Д. Ханкайский массив

В пределах Ханкайского массива имеются три группы основных интрузий, имеющих, вероятно, пермский или нижнемезозойский возраст. Одна группа интрузий, по данным А. З. Лазарева (1934-ф), протягивается в северо-западной части Ханкайского массива недалеко от государственной границы, приблизительно по контакту докембрия и верхнего палеозоя. Интрузии расположены в полосе северо-восточного простирания по рекам Тунча, Пенча и другим левым притокам р. Синтухи на протяжении 35 км; отдельные тела достигают 8 км в длину и 7 км в поперечнике (№ 30, 31). Породы представлены в основном габбро-диоритами. В контактах они переходят в амфиболиты.

Вторая группа основных интрузий расположена к юго-востоку от сел. Вознесенки (№ 32) в бассейне р. Лефу. Эти интрузии впервые были упомянуты И. А. Преображенским в 1925 г. (Преображенский, 1925) и подробно изучались А. З. Лазаревым (1934-ф), М. П. Материковым (1948-ф) и, в особенности, М. Г. Руб (1950-ф). Габбро массива, расположенного в 3 км к юго-востоку от Вознесенки, тесно связано с диоритами и сиенитами, внедрившимися, повидимому, в следующую фазу того же цикла. Маленький шток габбро около колхоза им. Чапаева в 9 км к юго-востоку от Вознесенки интрудирован гранитами гродековского типа.

Все эти основные интрузии несколько древнее гродековских гранитов, рвущих верхний палеозой и перекрытых по глубоко эродированной поверхности нижнемеловыми отложениями суйфунского бассейна.

Третья группа основных интрузий описана З. В. Сидоренко (1934-ф) и А. С. Запорожцевой (1940-ф) в районе сел. Прохоры, Дмитровка и Евсеево в 10—25 км к юго-востоку и юго-западу от г. Спасска-Дальнего (№ 33, 34). Интрузии прорывают кембрийскую толщу, имеют небольшие размеры (до 1—2 км в поперечнике), и сложены пироксеновыми и роговообманковыми габбро, габбро-диабазами и габбро-порфиритами. Совершенно условно им приписывается мезозойский возраст.

Габброиды появляются также у юго-восточного края Шмаковского гранитного массива в верхнем течении р. Угодинза (Сидоренко, 1934-ф; № 35).

К югу от Ханкайского массива габбро и габбро-диориты выходят, по данным Г. М. Власова (1945-ф), на мысе Суслова в 15 км к юг-юго-востоку от Посьета (№ 36) и на южном берегу бухты Экспедиции (№ 37). Это, вероятно, палеозойские интрузии.

Е. Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня

В пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и в области его погружения (в северной части хребта Сихотэ-Алинь на р. Хунгари) известен ряд интрузий основного, реже ультраосновного состава, по

возрасту принадлежащих к нижнему мелу и к интервалу от верхнего палеозоя до нижнего мела. Наиболее крупные из этих интрузий протягиваются цепочкой в южной части антиклинория от пос. Чугуевки через бассейн рек Сандагоу и Янмутьхоуза в бассейн р. Сучана, где они около с. Сергеевки давно известны под названием «сергеевских габброидов». В самой южной части антиклинория, в области выходов докембрия на побережье вблизи рек Судзухэ, Сучан, бух. Находка, на п-ове Дунай и у пролива Стрелок выходят наиболее древние гнейсированные основные породы, по возрасту принадлежащие к докембрийской группе. Они впервые были подробно описаны И. А. Преображенским (1927).

В дальнейшем изложении мы начнем с описания основных и ультраосновных интрузий северной части антиклинория и будем постепенно двигаться к югу, вплоть до южного его окончания, расположенного в районе нижнего течения рек Сучан и Таудеми. В области погружения антиклинория в самой северной его части ультраосновные и основные интрузии известны в двух участках: 1) на левобережье р. Хунгари против устья р. Нижней Удоми, в районе ж.-д. ст. Аксака и против ж.-д. станции Хунгари (№ 38—40); 2) в вершинах правых притоков р. Хунгари — рек Дюкали и Верхней Дягданы (№ 41). Обе группы интрузий изучались в 1947 г. М. Г. Золотовым, К. В. Прудниковым и А. И. Юдиным (Золотов и др., 1947-ф), а вторая из них, кроме того, А. А. Кирилловым (1941-ф).

На левобережье р. Хунгари ультраосновные породы внедрены по периферии гранитного массива, занимающего северо-восточную часть антиклинального поднятия хребта Гудзал, примыкающего к осевой части Главного антиклинория и испытывающего погружение в сторону Нижне-Амурской синклинальной зоны в том месте, где произошло внедрение этих пород. Интрузия вытянута в широтном направлении на 18 км по границе гранитов Гудзала и юрско-валанжинского комплекса осадочных пород, достигает в некоторых участках ширины в 2 км, но большей частью имеет ширину лишь в 0,9—1 км (№ 38). Небольшое (0,5 × 3 км) тело ультраосновных пород располагается еще южнее, целиком среди гранитов Гудзальского массива, и еще одна интрузия ультраосновных пород — на левобережье р. Хунгари приблизительно против ж.-д. станции Аксака, по границе гранитов Аксакинского массива с юрой и среди самих юрских пород (№ 39). Однако возраст основных пород бассейна р. Хунгари является, по М. Г. Золотову и другим, несколько более древним, чем возраст крупных гранитных тел (Гудзальского и Аксакинского массивов), интрудированных, повидимому, по тем же тектоническим швам, по которым проникала ультраосновная и основная магма. На левобережье Хунгари выше ж.-д. станции Аксака апофизы гранита прорывают ультраосновные и основные породы. В пределах Дюкалинского массива (см. ниже) граниты, по мере приближения к линии их контакта с серпентинитами, теряют кварц и переходят в породы типа монцонитов.

Поскольку для гранитов бассейна Хунгари М. Г. Золотов (1947-ф), П. Н. Кропоткин (1950-ф) и другие принимают меловой возраст, относя их внедрение к так называемой австрийской фазе (приблизительно на границе нижне- и верхнемеловой эпох), а ультраосновные породы прорывают юру и валанжин, возраст основных и ультраосновных пород определяется достаточно точно как нижнемеловой. При этом в бассейне р. Верхняя Дягдана устанавливаются возрастные взаимоотношения между породами основного комплекса — перидотиты здесь прорваны дайкой габбро. Таким образом, в нижнемеловом интрузивном цикле бас-

сейна р. Хунгари намечается такая последовательность: а) ультраосновные породы, представляющие наиболее раннее внедрение, б) габброиды, в) граниты.

На левобережье р. Хунгари в пределах вышеописанной крупной интрузии (№ 38) и сопровождающих ее более мелких тел развиты главным образом ультраосновные породы — дунит (с прожилками серпентинита), серпентинизированный перидотит, гарцбургит (состоит из оливина, ромбического и моноклинного пироксенов, серпентина и рудного минерала) и серпентинит. В тесной ассоциации с ультраосновными породами встречаются габбро.

Интрузия в вершинах правых притоков р. Хунгари — речек Дюкали и Верхней Дягданы (№ 41) расположена на оси Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, в области резкого погружения этой структуры, также по границе гранитов (Дюкалинского массива) и юрской осадочной толщи. Размеры Дюкалинской основной интрузии 9 км в длину и от 1 до 3 км в ширину. Она вытянута в север-северо-западном направлении и сложена в северной и центральной частях серпентинитами, серпентинизированными дунитами и пироксенитами, а в южной и восточной (периферических) частях — габбро, габбро-диоритами, габбро-пегматитами. По А. А. Кириллову, переход от ультраосновных пород к габбро — постепенный, и по возрасту основные интрузии моложе гранитов Дюкалинского массива. Однако позднейшие и, повидимому, более детальные наблюдения М. Г. Золотова, установившего прорывание габбровых пород жилой пегматоидного гранита и пр., позволяют считать, как уже было указано, основные и ультраосновные породы несколько более ранними членами нижнемелового интрузивного цикла, нежели граниты.

В 6 км к северо-востоку от этого интрузива имеется маленький массив габброидов, рвущих нижний мел.

П. В. Некрасов (1938-ф) указывает два маленьких штока серпентинитов в 4 км и 13 км к востоку от ж.-д. станции Аксака; второй из них находится на водоразделе правых притоков Хунгари — рек Верхней и Нижней Удоми, между вершинами ключей Гуйтаки и Давеху (№ 40).

Небольшие интрузии тешенитовых пироксенитов известны к югу от р. Хунгари в верховьях р. Онюя (№ 62, Золотов, 1951-ф). Южнее, на продолжении зоны Главного антиклинория, основные интрузии небольшого размера описаны за последние годы среди верхнепалеозойских отложений бассейнов рек Обора, Хора, Бикина и Имана в средней части хребта Сихотэ-Алинь.

По верхним притокам р. Обора (№ 42) вблизи водораздела, отделяющего их от р. Хор, в 1950 г. Л. Б. Вонгазом обнаружены два небольших (приблизительно 0,5 × 1,5 км) массива перидотитов и серпентинитов, вытянутых в северо-восточном направлении. Оба массива расположены на одной и той же линии, приблизительно совпадающей с простиранием прорванных ими пермских отложений (диабазов, порфиритов, песчаников и алевролитов).

На левобережье правого притока Бикина — р. Тахало вдоль так называемого Тахалинского разлома, по данным О. Т. Литенко (1950-ф) на протяжении 15 км вытянуты цепью пять небольших (0,5—2,5 км в длину) массивов, которые сложены микрогаббро с офитовой структурой (№ 43, 44). Это, в основном, катаклазированные и амфиболитизированные породы, образовавшиеся за счет изменения микрогаббро или габбро-диабазов. Частью эти интрузивные породы превращены, быть может под влиянием не вскрытых эрозией позднейших кислых интрузий, в кварцево-эпидотовые катаклазиты. Эти интрузии внедрены по контакту верхне-

палеозойских толщ антиклинория с нижнемеловыми эффузивами и возраст их принимается как соответствующий концу нижнего мела или верхнему мелу.

Далее к юго-западу, на протяжении того же тектонического шва, располагается крупная интрузия на правом берегу р. Бикин и в нижнем течении р. Большой Даинговки (№ 45). Интрузия прорывает верхнепалеозойскую свиту алевролито-глинистых сланцев и филлитов и вытянута, в общем, согласно с простиранием пород в северо-восточном направлении на 8 км, при ширине до 2 км. В северо-восточной части интрузии имеют развитие диориты, а в юго-западной — метагаббро, которые на небольшом участке (1 × 1,5 км) в удалении от контактов интрузивного тела сменяются серпентинитами (Литенко, 1950-ф).

В 32 км восточнее Тахалинского разлома, уже не по западному краю антиклинория, а в его центральной части, Н. А. Хорев (1949-ф) обнаружил среди верхнепалеозойских кремнистых и песчано-глинистых пород на правом берегу р. Бикин, ниже сел. Сутунгу (№ 46), небольшое тело ультраосновных пород — оливинитов.

На юго-западном продолжении вышеописанного Тахалинского разлома среди верхнепалеозойских туфо-эффузивных, кремнистых и песчаниковых пород, недалеко от западной границы антиклинория в 1949—1950 гг. исследованиями В. П. Рыловниковой (№ 47, 48 — по Бикину и Ситухэ) и О. К. Чедия (№ 49, в верхнем течении р. Татибе и р. Бейцухэ, правого притока Имана) выявлена интересная группа ультраосновных интрузий. На правом берегу р. Бикина в 8 км выше устья Ситухэ массив размером около 1 км² (№ 47) и два небольших (0,5 км и 1 × 2,2 км) массива (№ 48) на р. Ситухэ в 16—17 км от ее устья сложены пироксенитами, перидотитами и оливинитами. Возраст их предположительно верхнепалеозойский (Рыловникова, 1949-ф).

Описанные О. К. Чедия в верховьях рек Татибе, Бейцухэ (№ 49) и р. Сибичи (№ 50, 51) ультраосновные породы образуют небольшие тела (наибольшее из них имеет размер 1 × 2,5 км), рвущие отложения верхнего палеозоя и вместе с ним трансгрессивно перекрытые нижнемеловыми песчаниками р. Татибе. Это синорогенные интрузии, приуроченные к антиклиналям верхнепалеозойских структур; их возраст, по О. К. Чедия, предположительно верхнепалеозойский. Интрузии представлены пироксенитами (титан-авгит и авгит 92%, шпинель 5%, оливин 3%), оливинитами (оливин, вместе с развившимся по нему серпентином, составляет 90% породы; присутствуют, кроме того, энстатит, пикотит и рудный минерал) и перидотитами (оливин 35%, авгит 65%). Анализ перидотита приведен в табл. VIII (Чедия, 1950-ф).

В 5 км южнее наиболее крупного из этих интрузивных тел на левом берегу р. Бейцухэ располагается интрузия габбро (1 × 3,2 км), также вытянутая в северо-восточном направлении по простиранию вмещающих пород верхнепалеозойского возраста (№ 52). Это темные неравномернозернистые катаклазированные габбро, состоящие главным образом из плагиоклаза и пироксена, иногда почти полностью замещенного вторичными минералами. Сильная метаморфизованность (пренитизация плагиоклаза, уралитизация пироксена) и большая основность отличает эти породы от мезозойских габбро-монцонитов и позволяет, по О. К. Чедия, приписать им палеозойский возраст. К мезозойскому комплексу относятся дайки порфиритов и диабазов.

Еще южнее на продолжении зоны ультраосновных интрузий рек Тахало — Бейцухэ в 23 км к западу от сел. Картун, на правобережье Имана О. К. Чедия в 1949 г. обнаружил среди верхнего палеозоя небольшую

интрузию серпентинизированных пироксенитов (№ 53). Породы эти состоят главным образом из моноклинного пироксена и, в меньшем количестве, ромбического пироксена (Чедия, 1949-ф).

Далее к югу, в восточной части Главного антиклинория, А. И. Фрейдин отметил по правым притокам верхнего течения р. Найцухэ две небольшие (до 1,5 км в длину) линзовидные интрузии габбро (№ 54), вытянутых по простиранию прорванных ими нижнепермских отложений. Габбро интенсивно измененные, катаклазированные, состоят из андезин-лабрадора (до 70%), моноклинного пироксена, вторичного амфибола, рудного минерала, апатита и пр.; по возрасту отнесены А. И. Фрейдиным (1950-ф) к верхнему палеозою.

Еще южнее, по р. Сандо-Вака и Тудо-Вака, Н. А. Беляевским в 1949—1950 гг. отмечено несколько групп мелких основных интрузий (Беляевский, 1948-ф, 1949-ф). У западного края Главного антиклинория им отмечено небольшое тело пироксенитов (состоящих из авгита, серпентина, ильменита, магнетита и бурой шпинели) и серпентинитов, рвущее верхний триас (№ 55), и группа даек ультраосновных пород (серпентинитов, пироксенитов и перидотитов), прорезающих верхний палеозой в истоках р. Шетухи (№ 56). Часть этих интрузий, равно как интрузии габбро, габбро-диоритов и диоритов на р. Тудо-Вака к северу и западу от сел. Ариадного (№ 57, 58), отнесена им к киммерийскому циклу. Более древними, может быть нижнепалеозойскими, являются роговообманковые габбро истоков р. Сандо-Вака (№ 59), связанные с гнейсами архея.

В бассейне р. Нотто в центральной части антиклинория основные интрузии, прорывающие верхний палеозой, были обнаружены Л. Б. Кривицким (1945-ф) в 6 км к северо-западу от пос. Самарка (№ 60). Это амфиболиты, близкие к горнблендитам, имеющие, повидимому, палеозойский возраст.

Еще южнее в центральной части антиклинория, в 15 км к северо-востоку от пос. Чугуевки, А. К. Матвеев описал крупный массив гнейсированных габбро-диоритов (9 × 14 км), прорывающих известняки верхнего палеозоя (№ 61). Породы состоят из роговой обманки (до 60%), эпидотизированного и соссюритизированного плагиоклаза и акцессориев. Возраст их определяется, по А. К. Матвееву (1933-ф), в диапазоне пермь — юра. Дайки палеозойского (?) оливинового габбро указываются этим же автором на ключах Петренкином и Гроденском в бассейне р. Улухэ.

В 30 км к юг-юго-западу от Чугуевского массива, также в осевой части антиклинория, крупный (1—8 км в ширину и 26 км в длину; № 63) массив габбро и габбро-диоритов на левобережье р. Сандагоу и расположенный к западу от него массив меньших размеров в верховьях р. Лузгоу (№ 64) описаны А. А. Кирилловым (1944-ф). Интрузии прорывают верхний палеозой и являются синтектоническими; предположительно им приписывается нижнемеловой возраст. Центральная часть массива р. Сандагоу сложена амфиболовым и пироксен-амфиболовым габбро. К периферии они переходят в гнейсированные габбро-диориты и диориты.

Как бы на продолжении этой интрузии по простиранию, в 60 км южнее находится известный Сергеевский массив (№ 65), расположенный на правобережье р. Сучана против сел. Сергеевка и также вытянутый в северо-восточном направлении (1—4 км в ширину, 24 км в длину). Этот массив изучался М. А. Павловым (1925), А. А. Кирилловым и А. И. Савченко (1939—1943-ф) и, в последние годы, И. И. Берсеневым (1949-ф) и Ю. М. Вдовиным (1950-ф). По данным указанных авторов, северная часть массива с двух сторон ограничена дизъюнктивными нарушениями

типа крутых надвигов. Интрузия прорывает верхний палеозой и трансгрессивно перекрыта (с северо-западной стороны) песчано-алевролитовыми отложениями нижнемеловой сучанской свиты (апт—альб). В. Н. Верещагин указывает на прорывание валанжинской «ключевской» свиты крупными дайками габбро, петрографически тождественными с породами Сергеевского массива (Андриянов ключ севернее с. Сергеевки). На основании этих данных возраст сергеевских габброидов принимается почти всеми указанными авторами как нижнемеловой.

Состав пород в этом, как и в соседних массивах весьма разнообразный, меняющийся—от гранодиоритов через диориты и габбро-диориты до габбро, с постепенными переходами между ними. В северной половине массива наиболее распространены роговообманковые диориты и габбро-диориты, а в южной половине — среднезернистые и крупнозернистые габбро, и в несколько меньшем количестве—габбро-диориты и кварцевые габбро-диориты. Диориты и кварцевые диориты в южной половине массива встречаются очень редко и преимущественно в краевых частях массива. Габбро состоят из основного плагиоклаза (43—55% породы; лабрадор, битовнит), рогообманки (40—53%), пироксена (диопсид, геденбергит), оливина, биотита и пр. В габбро-диоритах плагиоклаз (65—80%) представлен андезином или лабрадором, темноцветный минерал главным образом — роговой обманкой (20—35%). Химические анализы габбро Сергеевского массива приведены в табл. VIII. Из жильных пород массива указываются горнблендиты. Породы часто давленые, полосчатые, с чередованием шлиров (полос) лейкократового и меланократового состава.

В 16 км восточнее Сергеевского массива, также среди Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, находится около пос. Алексеевка довольно большой (15 × 6 км) массив габброидов (№ 66) и, к востоку от него, три маленьких массива (№ 67), рвущих гнейсо-амфиболитовую толщу протерозоя. Алексеевский массив прорывает толщу нижнепермских песчаников и в свою очередь интрудирован верхнемеловыми гранитами, с образованием внутри него многочисленных даек и штоков лейкократового гранита. Основные породы Алексеевского и смежных массивов представлены главным образом диоритами и габбро-диоритами (Вдовин, 1950-ф).

Южнее, в полосе, тянущейся от сел. Новицкого на левобережье Сучана до г. Лысой, в области водораздела рек Судзухэ и Сучана, располагается группа основных интрузий, наибольшие из которых имеют длину 12—18 км (№ 68—71). Они вытянуты в северо-восточном направлении и интрудируют нижнепротерозойский комплекс гнейсов, кристаллических сланцев и разгнейсованных габброидов, приуроченных к осевой части Главного антиклинория, будучи в свою очередь прорваны мезозойскими гранодиоритами и верхнемеловыми гранитами.

По описанию И. И. Берсенева, эти основные интрузии по своему возрасту (нижний мел) и составу (габбро и габбро-диориты) аналогичны сергеевским габброидам. Прежние исследователи — А. А. Кириллов и др. (1939-ф) — не отделяли мезозойские габброиды этих массивов и вышеописанного Алексеевского массива от древних гнейсированных габбро-амфиболитовых пород протерозоя, в связи с чем на всех опубликованных обзорных геологических картах 1943—1950 гг. в области междуречья Судзухэ и Сучана ошибочно изображалась огромная широкая полоса основных пород, охватывающая как мезозойские габброиды, так и протерозойские гнейсы.

Докембрийские (протерозойские) основные интрузии описаны во многих пунктах Таудеминской антиклинали и главного ствола антикли-

нория Сихотэ-Алиня среди нижнепротерозойских или архейских гнейсов и кристаллических сланцев. Они известны по побережью Японского моря на полуострове Дунай (№ 72), в северной части о-ва Путятин (№ 73), на восточном берегу пролива Стрелок около пос. Зембрены (№ 74), к юго-востоку, северо-западу и северо-востоку от пос. Находка (№ 75), а также в полосе нижнего протерозоя междуречья Сучана и Судзухэ, где они не выделены при картировании среди толщи кристаллических сланцев и поэтому не отмечены на прилагаемой карте. Описания этих основных пород, нередко также гнейсированных, даны в 1927 г. И. А. Преображенским (1927), и, наконец, в последние годы, Н. А. Беляевским (1947-ф), И. Н. Лобачевым (1949-ф), И. И. Берсеневым (1949-ф) и Ю. М. Вдовиным (1950-ф).

На побережье Японского моря эти интрузии представлены главным образом габбро и диоритами, прорывающими архейскую, так называемую тафуинскую свиту гнейсов и кристаллических сланцев, и в свою очередь, интрудированными протерозойским гранитом. Габбро, диориты и кварцевые диориты связаны постепенными переходами и обычно имеют отчетливо выраженную полосчатость северо-восточного простирания. Наиболее распространены среди них амфиболовые габбро и катаклазированные диориты (п-ов Дунай, бухта Находка), реже встречаются кварцевые диориты, оливиновые габбро (п-ов Дунай, мыс Де-Ливрон), пироксениты (у сел. Зембрены). Химический анализ габбро-диорита с левобережья р. Сучана приведен в табл. VIII (Кириллов и др., 1939-ф). В области междуречья Сучана и Судзухэ, по И. И. Берсеневу и Ю. М. Вдовину, нижний протерозой, представленный роговообманковыми, роговообманко-пироксеновыми и биотитовыми гнейсами, амфиболитами, гранито-гнейсами и другими весьма интенсивно смятыми кристаллическими сланцами, интрудирован и инъецирован древними габбро, диоритами и, в меньшей степени, гранитами. Габброиды гнейсированы и аналогичны вышеописанным протерозойским габброидам побережья Японского моря.

Таким образом, в пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня известны основные интрузии трех возрастных групп: а) докембрийские гнейсированные габброиды, главным образом в самой южной части антиклинория, б) верхнепалеозойские, сильно измененные (уралитизированные и др.) основные и ультраосновные интрузии в средней части антиклинория (по рекам Найцухэ, Бейцухэ, Татибе, правобережье Бикина), образующие тела небольшого размера и, наконец, в) мезозойские, в основном нижнемеловые интрузии, известные в большом количестве как в южной части антиклинория (Сергеевский массив и др.), так и в средней (интрузии Тахалинского разлома и др.) и северной частях (р. Хунгари) этой крупной структуры. Многие мезозойские интрузии достигают крупных размеров (10—30 км в длину) и среди них в средней и северной частях антиклинория большую роль играют ультраосновные породы. Количественно в этой группе все же преобладают габбро и габбро-диориты, внедрившиеся, судя по району р. Хунгари, вслед за интрузиями ультраосновных пород.

Ж. Сучанская синклинальная зона

В Сучанской синклинальной зоне, в бассейне рек Шитухэ и Пинканки, имеется ряд небольших основных интрузий, описанных А. А. Кирилловым и др. (1939-ф), С. Я. Николаевым (1948-ф), И. Н. Лобачевым (1949-ф) и Н. А. Беляевским (1947-ф). Это дайки габбро, диабазов,

диоритовых порфиритов и диоритов северо-восточного простирания, рассекающие толщи осадочных отложений нижнего триаса и нижнего мела. Дайки перидотитов, пересекающие триас, отмечены по кл. Бабушкину и кл. Молельному. Наиболее крупное из габбро-диабазовых тел достигает в длину 4 км (№ 76). Внедрение даек относится к концу нижнего мела или к верхнему мелу.

Они в основном приурочены к своду и юго-восточному крылу Ситухинской антиклинали.

Генетически эти интрузии вероятно близки к сергеевским габброидам соседней части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня.

3. Прибрежная антиклинальная зона и Приморская зона кайнозойской (альпийской) складчатости

В Прибрежной антиклинальной зоне и в Приморской зоне кайнозойской (альпийской) складчатости основные породы — типа кварцевых габбро и габбро-диоритов — встречаются вместе с диоритами среди интрузий, внедрившихся в конце мела — в начале палеогена. Они соответствуют, по Ф. К. Шипулину и М. А. Фаворской, наиболее ранней фазе интрузивных процессов в том цикле, который представлен в основном нижнетретичными, так называемыми приморскими гранитоидами. Интрузии габбро-диоритов, по данным указанных авторов, а также И. И. Берсенева, Ю. А. Иванова, А. Ф. Баранова, имеются, например, на мысе Бодиско, на восточном берегу бухты Ольга и в 12 км к северо-востоку от нее, по Николаевской пади и др., в районе рудника Тетюхэ (кварцевое габбро, см. табл. I), на побережье Японского моря южнее зал. Китовое ребро (в 32 км к северо-востоку от устья р. Тетюхэ).

Далее к северу отмечаются главным образом диориты (штоки в Тернейском районе, Разживин, 1950-ф; интрузии по рекам Кехтосо и Великой Кеме, Гурьев, 1950-ф) и др. Часто основные породы образуют периферическую часть массивов «приморских» гранитоидов. По данным В. А. Ярмолюка, габбро-диориты и габбро выходят на берегу Японского моря севернее м. Бакланьего (№ 77; Ярмолюк, 1945-ф). Наиболее основные представители этой интрузивной фазы известны в самой северной части Прибрежной зоны кайнозойской складчатости, в районе г. Советская Гавань. Здесь, в восточной части гранитного массива, расположенного на берегу Татарского пролива, на небольшой площади получают развитие габбро и нориты, несколько более древние, чем гранит. Все эти породы, кратко описанные К. Д. Полячковым и др. (1939-ф), более детально изучены М. А. Фаворской в 1950 г.

И. Бикинский антиклинорий

В пределах Бикинского антиклинория небольшие интрузии и дайки основных пород отмечены А. Н. Ефимовым (1950-ф), К. М. Худолеем (1949—1950-ф), Г. Г. Марченко и Е. В. Быковской (1950-ф). Это небольшие интрузии и дайки габбро-диабазов, диабазовых порфиритов, метадиоритов, диоритовых порфиритов, метагаббро-норитов, серпентинитов и пироксенитов (верховья кл. Елового, в 20 км к юг-юго-востоку от пос. Вяземского, № 79), прорывающие верхний триас и нижнюю юру в районе пос. Вяземского, маленькие штоки габбро и др. среди верхнеюрских пород на междуречье Култухи и Алчана и по левым притокам р. Култухи (№ 80, 81), небольшие тела габбро-диабазов по р. Бикину (№ 84, 85) и

на правом берегу р. Алчан (№ 82) и, наконец, вытянутая на 5 км цепочка тел, сложенных кварцевыми габбро, габбро-диабазами и габбро-норитами на левобережье Бикина между устьем р. Канихезы и верховьями р. Силань-шань (№ 83). Эти интрузии силаньшанской гряды являются наиболее молодыми — они прорывают верхний мел (Ефимов, 1950-ф; Худолей, 1950-ф; Марченко и Быковская, 1950-ф).

К. Главный синклинорий Сихотэ-Алиня

Главная синклинальная зона (синклинорий) Сихотэ-Алиня, расположенная к востоку от Главного антиклинория, в противоположность последнему бедна интрузиями основных пород.

Группа основных интрузий, по данным съемок В. А. Ярмолюка и В. К. Елисеевой, расположена на линии северо-восточного простирания в среднем течении р. Сукпай (№ 86) и на правобережье р. Кабули (№ 87) — левых притоков р. Хор. Габброиды на правобережье р. Кабули образуют два небольших массива (0,6—5 км^2), сложенных уралитовым габбро (см. табл. VIII) и диаллаговым габбро; в меньшем количестве присутствуют кварцевое габбро, щелочное габбро и диорит. Интрузия прорывает верхний палеозой и связана с крупным разрывным нарушением. На р. Сукпай две интрузии, имеющие 0,5 и 2 км в поперечнике, прорывают юру и сложены габбро-диоритами и перидотитами. Последние состоят из оливина, гиперстена и роговой обманки (Ярмолюк, 1948-ф; Елисеева, 1948-ф).

Восточнее небольшая интрузия габброидов, рвущая нижний мел, отмечена В. А. Ярмолюком (1948-ф) в бассейне р. Пухи — правого притока р. Самарги (№ 88). Южнее тот же автор в истоках р. Бикин закартировал прорывающий юрскую толщу шток основных пород, сложенный габбро-норитами, кварцевыми габбро, роговообманковыми и роговообманко-пироксеновыми габбро-диоритами и уралитовым пироксеновым габбро (№ 89; Ярмолюк, 1945-ф).

С. А. Гурьев отмечает довольно крупный основной массив (12 км^2, № 90) в бассейне р. Нанца и небольшое тело в 18 км к юго-востоку от него (№ 91), относящееся по возрасту, вероятно, к верхнему мелу. Они прорывают юру и сеноман. Массив на р. Нанца в северо-восточной части сложен габбро, в юго-западной — диоритами. Встречаются габбро-диориты, монцонитовые габбро-диориты и монцонитовые кварцевые диориты (Гурьев, 1950-ф).

В верхнем течении р. Имана по правому берегу р. Сяо-Синанча в 6—12 км от ее устья Н. Г. Сумин (1938-ф) и М. П. Материков (1939-ф) отмечают довольно большой массив габбро-диоритов и габбро-диабазов (№ 92).

Как видим, ультраосновные породы в зоне Главного антиклинория встречаются очень редко (р. Сукпай), а габброиды представлены главным образом менее основными разностями. Возраст основных пород этой зоны — меловой, в основном, вероятно, верхнемеловой.

Л. Нижне-Амурская синклинальная зона

Основные породы в Нижне-Амурской синклинальной зоне имеют очень незначительное распространение. Так, Н. П. Саврасов и П. А. Сушков (1946-ф) описывают массив габбро-диабазов, размером 2 × 4 км, расположенный среди гранитоидов на водоразделе речек Дид-Биран и Б. Битки к северу от озера Удыль (№ 93). Габбро-диабазы связаны с монцонитами и являются, по мнению указанных авторов, несколько

более ранними магматическими внедрениями, чем граниты, а по мнению Я. М. Фейгина — более поздними, чем граниты. Во всяком случае они, как и гранитоиды Нижне-Амурской зоны, прорывают юрско-валанжинскую осадочную толщу (так называемый амгунский комплекс), и принадлежат по возрасту к нижнему мелу.

М. Кайнозойские базальты Сихотэ-Алиня и их жерловая фация

В заключение следует сказать несколько слов об оливиновых базальтах Сихотэ-Алиня и о возможном расположении выходов их жерловой фации. Главная масса этих базальтов занимает обширные платообразные возвышенности в южной части хр. Сихотэ-Алиня (в области водораздела рек Сучана, Судзухэ и Уссури), в средней части хребта (по среднему течению Имана, Бикина и их притокам) и на восточном склоне северного Сихотэ-Алиня, где покровы базальтов, постепенно понижаясь к востоку, спускаются до уровня моря на побережье Татарского пролива. Эти базальты изливались на миоценовую поверхность выравнивания (пенеплен) и имеют, по последним данным, плиоценовый возраст.

Несколько более древние базальты третичного возраста выявлены исследованиями Г. М. Власова в Хасанском районе, В. П. Рыловниковой, Г. Г. Марченко и другими в Бикинской депрессии, занимающей долину нижнего течения р. Бикин. Среди плиоценовых базальтов северного и среднего Сихотэ-Алиня большим распространением пользуются оливиновые базальты и долериты. Н. А. Худяков отмечает оливиновые базальты на Малом Хингане.

Предполагается, что базальты явились результатом трещинных излияний по разломам, связанным со сводовым поднятием области Сихотэ-Алиня, которое имело место в конце неогена и в начале четвертичного времени. На основании сопоставления гипсометрических отметок покрова базальтов О. К. Чедия (1950-ф) сделал попытку определить центры излияния базальтов в средней части Сихотэ-Алиня. Е. Ф. Малеев (1946) высказал мысль о том, что выходы базальтов и туфов, известные в ряде мест по краям Уссурийской депрессии, представляют собой древнечетвертичные вулканы. Жерловые фации молодых базальтов Сихотэ-Алиня никем из геологов-рудников детально не изучались, но так же как и более древние основные интрузии, могут представлять некоторый интерес в отношении поисков рудных месторождений и алмазов.

3. РЕКОМЕНДАЦИИ ОТНОСИТЕЛЬНО ПОИСКОВ РУД ЖЕЛЕЗА, ХРОМА, НИКЕЛЯ И ПЛАТИНЫ В ЮЖНОЙ МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

На предыдущих страницах было показано широкое распространение основных и ультраосновных интрузий на территории материковой южной части Дальнего Востока. Из этого геолого-петрографического обзора видно, что различные тектонические зоны характеризуются различными, свойственными каждой зоне, комплексами основных и ультраосновных пород того или иного возраста. Наиболее насыщены основными интрузиями: а) древнепалеозойская складчатая зона Станового хребта и хр. Джугджур; б) Шантарская ветвь Ольдое-Селемджинской палеозойской складчатой зоны и в) Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, вместе со смежными частями Сихотэ-Алиньского синклинория.

Для древнепалеозойской зоны Становика и хр. Джугджур характерен комплекс докембрийских или раннепалеозойских анортозитов и связанных с ними габбро-норитовых пород.

В Шантарской зоне мы видим как ультраосновные породы (дуниты и прочие, № 16, 18, 20), так и породы семейства габбро; возраст тех и других, повидимому, палеозойский.

В Главном антиклинории Сихотэ-Алиня преобладают мезозойские, главным образом нижнемеловые интрузии, но имеются и верхнепалеозойские, а на самом юге — докембрийские основные породы. Ультраосновные интрузии имеют большое распространение в северной и средней частях антиклинория (№ 38—42, 62, 45—54, 53, 55—56) от р. Хунгари до р. Имана, тогда как на юге они не встречаются, но зато большого развития достигают габбро-диориты. Последние образуют крупные тела у сел. Чугуевки, Сергеевки, на р. Сандагоу и в других местах (№ 61, 63—71).

Ультраосновные породы, кроме того, имеют некоторое распространение в смежной части Главного синклинория (№ 86), в Хингано-Буреинском антиклинории (№ 29) и на Зейско-Буреинской плите (№ 22, 28), а также в виде отдельных даек встречаются в пределах Бикинского антиклинория (№ 79) и Сучанской зоны (№ 76).

Как показывает сопоставление этих геолого-петрографических данных с имеющимися на сегодняшний день данными о рудопроявлениях железа, хрома, никеля и платины, на территории южной части Дальнего Востока, несомненно, имеются большие перспективы для поисков промышленных руд в основных и ультраосновных породах.

Поиски магнетитовых и титаномагнетитовых руд целесообразно прежде всего поставить в южной части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня на площадях распространения докембрийских габброидов Таудемирского поднятия (№ 72—75) и мезозойских габбро-диоритов рек Сучана и Сандагоу (№ 63—71), где уже известны отдельные точки с магнетитовым оруденением.[1] Поисковые работы могли бы быть начаты здесь с постановки аэромагнитных наблюдений (участок X на фиг. 4).

Наиболее благоприятные перспективы имеются в отношении никелевых руд. Норито-анортозитовый комплекс хр. Джугджур и верховьев рек Учура и Маймакана (№ 1—2 на фиг. 4; фиг. 11) с его уже выявленной никеленосностью и признаками кобальтового оруденения, заслуживает более детального изучения, в особенности, учитывая огромную площадь распространения этих основных пород, пока еще не полностью освещенных даже геолого-съемочными работами масштаба 1 : 200 000 — 1 : 1 000 000.

Интересно, что аналоги этого комплекса в виде отдельных более или менее крупных тел прослеживаются далеко на запад в зоне Станового хребта, причем в верховьях р. Б. Ольдой с анортозитами связана мышьяковистая платина (в коренных породах р. Хаикты), а с дунитами — некоторая концентрация хромита (Меняйлов и Набоко, 1936). Петрологическая и металлогеническая характеристика норито-анортозитовых пород Станового хребта и хр. Джугджур во многом напоминает то, что известно о южноафриканских норито-анортозитовых комплексах с их месторождениями платины и никеля.

[1] Помимо титаномагнетитовых сегрегаций, в этой области возможно нахождение и контактово-метасоматических железных руд по контактам кислых интрузивов с широко здесь распространенными пермскими известняками и докембрийскими карбонатными породами.

Признаки никелевого оруденения в средней и северной частях Сихотэ-Алиня на реках Хор, Бикин и Иман связаны, как мы видели, с корой выветривания плиоценовых оливиновых базальтов и мезозойских основных и ультраосновных интрузивных пород, а также с диабазами верхнепалеозойской вулканогенной толщи, широко распространенными в северной части Сихотэ-Алиня. Повидимому, никеленосность характеризует глубинные очаги этой зоны, в которой по глубоким разломам (главным образом у западного края антиклинория) неоднократно в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое происходило поднятие ультраосновной и основной магмы, образующей эффузивные и интрузивные комплексы Сихотэ-Алиня. Разлом такого типа изучен О. Т. Литенко по р. Тахало, притоку Бикина.

В пределах антиклинория Сихотэ-Алиня наибольший интерес для комплексного изучения, с целью поисков никеля, хрома, платины и пр., представляет цепь ультраосновных интрузий района рек Бикина и Имана (№ 45—51, 53, 55—56) и ультраосновные и основные интрузии р. Хунгари (№ 38—41), частично уже обследованные М. Г. Золотовым. В Ольдое-Селемджинской зоне, несомненно, заслуживают внимания сложные дунито-габбровые интрузии р. Урми (правого притока р. Шавли) и р. Гербикана (№ 16) на правобережье р. Уды и острова Феклистов в группе Шантарских островов (№ 18 на фиг. 4, фиг. 12).

При изучении шлихов из районов развития основных и ультраосновных интрузий необходимо обратить внимание, помимо поисков рудных минералов, на возможность нахождения алмаза, поскольку работами ряда геологов (В. С. Трофимов, В. С. Соболев и др.) доказана генетическая связь алмазов с основными и ультраосновными изверженными породами.

ЛИТЕРАТУРА

Анерт Э. Э. Горно-геологические исследования вдоль линии Китайской Восточной железной дороги к западу от г. Цицикара в 1901 г. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сибирской ж. д., вып. XXVI (26), 1903.

Анерт Э. Э. Путешествие по Маньчжурии. Зап. Русск. геогр. об-ва, т. XXXV (35), 1904.

Анерт Э. Э. Краткий геологический очерк Приамурья. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сибири, Амурско-Приморский р-н, вып. XVII, 1913 (с геол. картой Приамурья и северной Маньчжурии).

Анерт Э. Э. Полезные ископаемые северной Маньчжурии. Харбин, 1928.

Анерт Э. Э. Богатства недр Дальнего Востока. 1928.

Анерт Э. Э. Материалы по исторической геологии северной Маньчжурии. Ежегодник клуба естествозн. и геогр., т. I, Харбин, 1934.

Арсеньтьев А. В. Золотоносный район озер Чля—Орель (Предв. отчет о геол. иссл., 1925 г.). Мат. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, вып. 47, 1926.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, М.—Л., 1941.

Архангельский В. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР, БМОИП, XI, 1933, № 4.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П., Кропоткин П. Н. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.

Афанасьев Г. Д. Петрографическое описание Приамурской части Малого Хингана. Тр. ДВ филиала АН СССР, сер. геол., т. I, М.—Л., 1939.

Батурин Н. П. Геологическое строение бассейна реки Иман. Госгеолиздат, М.—Л., 1941.

Беляевский Н. А. О геологических исследованиях в пределах Среднего Сихотэ-Алиня и основной его стратиграфо-тектонической схеме. Изв. Главн. упр. геол. фондов, 1948, вып. 6.

Беляевский Н. А. Структурный шов западного Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, 1951, 77, № 6.

Бернштейн П. С. Материалы к петрологии гранитоидов Сихотэ-Алиня. Тр. ДВ геол. тр., 1936, вып. 59.

Бернштейн П. С. и Леонтович А. А. К геологии и петрологии кристаллического комплекса Верхнего Амура. Мат. по геол. ДВК, вып. I. Тр. ДВ. Базы АН СССР, 1938.

Билибин Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива. М.—Л., 1947а.

Билибин Ю. А. К тектонической характеристике Нижне-Зейской депрессии. Сов. геол., 1947б, сб. 26.

Богданович К. И. Геологическое описание южной оконечности Ляодунского полуострова в пределах Квантунской области и ее месторождения золота. Зап. Мин. об-ва, т. XX, 1900, стр. 1—248.

Бодылевский В. И. О нижнемеловой фауне Сучанского угленосного района. Докл. АН СССР, нов. сер., 1943, 41, № 6.

Борсук М. И. Ископаемая флора третичных и верхнемеловых отложений Приамурья и стратиграфия их на основе палеоботанических данных. Изв. Гл. упр. геол. фондов, 1948, вып. 6.

Бойков Д. Ф. Геология Юдомо-Майского междуречья. Тр. треста Золоторазведка и ин-та НИГРИЗолото, 1940, М.—Л., вып. 13.

Бубнов С. Тектоника Японии и строение Тихоокеанского побережья Восточной Азии (пер. с нем.). Изв. Гл. упр. геол. фондов, 1947, вып. 3.

Быков Г. Е. К стратиграфии осадочных отложений верхней части бассейна р. Зеи в связи с их угленосностью. Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, № 2—3.

Вислоух Н. К. *Вулканическая область Уюнь-Холдонги в северной Маньчжурии*, в расстоянии 1000 верст от моря, проявившая деятельность в 1720—1722 гг. Изв. Имп. русск. геогр. об-ва, 1911, 47, вып. 7—10.

Виттенбург П. В. Геологическое описание полуострова Муравьева-Амурского и архипелага императрицы Евгении. Зап. Об-ва по изуч. Амур. края, 1916, т. XV.

Воларович Г. П. *Краткий геологический очерк южной области Сихотэ-Алиня*. Тр. ДВ. геол.-разв. треста, 1935, вып. 65.

Воларович Г. П. К вопросу о поисках полиметаллов в ДВК. Пробл. сов. геол., 1938, № 4.

Воларович Г. П. Основные фазы складчатости Дальневосточного края. Межд. геол. конгр., Тр. XVII сессии, т. 2, М., 1939.

Воларович Г. П. Геологический очерк Малого Хингана. Тр. ДВ. филиала АН СССР, сер. геол., 1939, I.

Воларович Г. П. Геология Ольгинских железорудных месторождений и их оценка. Зап. Мин. об-ва, 1940, сер. 2, ч. 69, вып. I.

Воларович Г. П. О типах третичных угленосных бассейнов южной части Дальнего Востока. Разведка недр, 1941, № 4.

Воларович Г. П. К *палеогеографии мезозоя южной части Дальнего Востока*. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 3.

Воларович Г. П. К постановке поисково-разведочных работ на олово в Сихотэ-Алине. Сов. геол., 1946, № 9.

Воларович Г. П. и Русаков М. П. К вопросу о железорудной базе ДВК и о задачах ее *выявления*. Пробл. сов. геол., 1937, № 4.

Вологдин А. Г. О кембрии Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, 1948, т. XI, № 5.

Вялов О. С. Мезозойская (тихоокеанская) складчатость в Азии. Межд. геол. конгр. Тр. XVII сессии, 1937, т. 2, М., 1939.

Данилович В. Н. Породы четвертичной базальтовой магмы бассейна верховьев р. Даубихэ в области южного Сихотэ-Алиня. *Геолого-петрографический очерк*. Зап. Мин. об-ва, 1932, ч. 61, вып. 2.

Данилович В. Н. Черты геологического строения южного железорудного района Малого Хингана. Тр. Биробиджанской геол. эксп. Ленозета 1933—1934 гг., М.—Л., 1937.

Дзевановский Ю. К. Разрез кембрийских отложений окраины Алданской плиты и прилегающей к ней складчатой области. Докл. АН, т. XXIV (24), № 2, 1939.

Доброхотов М. Н. *Мало-Хинганский железорудный район*. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 84.

Елисеева В. К. и Соснина М. И. Новые данные о верхней перми хребта Сихотэ-Алинь. Докл. АН СССР, 1952, 82, № 6.

Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мэргэня и их лавах. В кн. «Академику В. А. *Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности*», т. 2. Изд. АН СССР, 1939.

Зверев В. Н. Геологические исследования в северо-западной части Амуро-Зейского водораздела. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сибири, Амурско-Приморский р-н, вып. 14, 1912.

Зверев В. Н. Геологические *исследования в долине р. Маи и в низовьях Алдана*. Предв. отчет за 1913 г. Изв. Геол. ком., 1914.

Ивантишин М. Н. О связи оруденения южной части Дальне-Восточного края с геохимическими, тектоническими и магматическими процессами. Вестн. ДВ. филиала АН СССР, 1938, № 31 (4).

Ициксон М. И., Прокофьев А. П., Шейн В. З., Тимофеевская Г. В. Генетические черты Мало-Хинганского оловоносного района. Сов. геол., сб. 14—15, 1947.

Казанский П. А. *Предварительный отчет о геологических исследованиях в западной части Амурской обл. в 1914 г.* Изв. Геол. ком., 1915, т. 34, вып. 5.

Казанский П. А. Геологический очерк западной части Озерного р-на в нижнем *Приамурье*. Тр. ВГРО, *вып.* 159, 1932.

Кипарисова Л. Д. Верхнетриасовые пластинчато-жаберные Сибири. ЦНИГРИ, монографии по палеонтологии СССР, т. 47, вып. 1, 1938.

Кипарисова Л. Д. К стратиграфии нижнего триаса Южно-Уссурийского Приморья. Докл. АН СССР, нов. сер., 1945, т. 49, № 6.

Кипарисова Л. Д. Триасовые отложения СССР. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, т. 7. Триасовая система. ВСЕГЕИ, 1947.

Кипарисова Л. Д. Новая нижнеюрская фауна Приамурья. Тр. ВСЕГЕИ. Л., 1952.

Кобаяши Т. Мезозойские орогенические и эпейрогенические движения на Японских островах. Межд. геол. конгр. Тр. XVII сессии, 1937, т. 2, М., 1939.

Козлов А. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Верхне-Суйфунском угленосном районе в 1923 г. Мат. геол. ископ. Дальнего Востока, 1924, № 35.
Козлов И. Г. Геологические исследования в районе бассейна р. Хора. Отчет о деятельности Нефт. геол.-разв ин-та за 1935 г., 1936.
Козлов И. Г. Геологические исследования долины нижнего течения р. Амура. В кн. «Геол. иссл. низовьев р. Амура. Итоги Нижне-Амурской эксп. 1934 г.». М.—Л., 1940.
Константинов Г. М. Металлогения северной окраины Верхне-Буреинского района. Сов. геол., 1947, сб. 26.
Красный Л. И. Новые данные по геологии и металлоносности Нижнего Приамурья. Сов. геол., 1940, № 7.
Красный Л. И. К геологии Тугурского полуострова. Докл. АН СССР, 1949, 65, № 4.
Красный Л. И., Русаков М. П. Белембейский район Южного Приморья ДВК и его геологические перспективы в отношении металлов. Сов. геол., 1938, № 8—9.
Криштофович А. Н. Липовецкие каменноугольные копи в Уссурийском крае. Мат. по общ. и прикл. геол., 1928, вып. 81.
Криштофович А. Н. Главнейшие месторождения угля Дальнего Востока и ближайшие перспективы их разведок, изучения и использования. Обзор углей и горючих сланцев СССР, 1931.
Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Геол.-разв. изд., М.—Л., 1932.
Криштофович А. Н. Краткий очерк орографии, тектоники, стратиграфии ДВК и связи с ними полезных ископаемых. Д.-В. филиал АН СССР, Мат. по геол. ДВК, 1938, вып. I.
Криштофович А. Н. К истории третичного периода Дальнего Востока. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., 1946, № 7.
Криштофович А. Н. Успехи геологического изучения Дальнего Востока. Сб. Сов. геол. за 30 лет. Госгеолиздат, М.—Л., 1947.
Кроноткин П. А. Две поездки в Маньчжурию в 1864 г. Зап. Сибирск. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. VIII. Иркутск, 1865.
Кропоткин П. Н. Новые данные по стратиграфии кембрия и протерозоя Восточной Азии. Докл. АН СССР, 1949, 69, № 2.
Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 108.
Кропоткин П. Н. и Херасков Н. П. Тектоника северо-востока Азии. Межд. геол. конгр. Тр. XVII сессии, т. 2. М., 1939.
Кропоткин П. Н. и Салун С. А. Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя юго-восточного Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 2.
Кульжинская-Воронец Н. С. Представители родов *Trigonia* и *Inoceramus* из юрских отложений Южно-Уссурийского края. Мат. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, 1937, № 67.
Лазарев А. З. Допалеозой Дальне-Восточного края СССР. Межд. геол. конгр. Тр. XVII сессии, т. 2. М., 1939а.
Лазарев А. З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальне-Восточного края. Межд. геол. конгр. Тр. XVII сессии, т. 2, М., 1939б.
Леонтович А. А. Геологические исследования в Аяно-Майском районе (бассейн среднего течения р. Маи и пересечение хребта Джугджур). Мат. по геол. и полезн. ископ. ДВК, Хабаровск, 1937, вып. 68.
Леонтович А. А., Принада В. Д., Пэк А. В. Отчет о геологических исследованиях в Хабаровском районе в 1930 г. Тр. Всес. геол.-разв. объед., 1932, вып. 191.
Ли Сы-Гуан. Геология Китая. Изд. иностр. лит-ры, М., 1952.
Ливеровский Ю. А. и Колесников Б. П. Природа южной половины Советского Дальнего Востока (физико-геогр. характеристика). Гос. изд. геогр. лит., М., 1949.
Линдберг Г. У. Геоморфология дна окраинных морей Восточной Азии и распространение пресноводных рыб. Изв. Всерос. геогр. об-ва, 1946, 78, вып. 3.
Липман Р. Х. Новые данные о возрасте кремнистых пород Дальнего Востока на основании определения радиолярий. Докл. АН СССР, 1952, 86, № 2.
Лучицкий И. В. О возрасте и структурном положении мезозойских гранитных интрузий верховий Амура и Станового хребта. Докл. АН СССР, нов. сер., 1949, 65, № 2.
Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. Изд. АН СССР, сер. регион. петрограф., М.—Л., 1950, вып. 12.
Лучицкий И. В. и Крестовников В. Н. О стратиграфии палеозойских отложений верховьев Амура. Докл. АН СССР, 1950, 75, № 2.

Лучицкий И. В. и Нагибина М. С. О структурном расчленении Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 2.

Макаренко Ф. А. Новые данные по стратиграфии и распространению силура на Дальнем Востоке (Зейско-Селемджинское междуречье). В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. I, Изд. АН СССР, 1938.

Малеев Е. Ф. Месторождения диатомитов, трепелов и опок Приморской обл. ДВК. Вестн. Д.-В. филиала АН СССР, 1937, № 22.

Малеев Е. Ф. О линейном расположении древнечетвертичных вулканов на Дальнем Востоке. Сов. геол., 1946, сб. 12.

Малеев Е. Ф. К вопросу генезиса каолинов Амурской обл. Сов. геол., 1947, сб. 26.

Масленников Д. Ф. Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений южной части Дальнего Востока. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 8, 1948.

Маслов В. П. К геологии хребта Большие Чурки (ДВК, Малый Хинган). Тр. Д.-В. филиала АН СССР, сер. геол., I, 1939.

Матвеев А. К. О среднеамурском мезозое в связи с тектоникой Буреинского бассейна. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 17, 1941.

Материков М. П. Сталинское оловянно-полиметаллическое месторождение. Сов. геол., 1947а, сб. 26.

Материков М. П. Россыпи оловянного камня в районе хребта Сихотэ-Алинь. Сов. геол., 1947б, сб. 26.

Медведев Н. В. Железорудная база завода Амурсталь. Мат. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, Хабаровск, 1941, вып. 1—2 (70).

Меняйлов А. А. и Набоко С. И. К вопросу о нахождении платины на Дальнем Востоке. Докл. АН СССР, нов. сер., 1936, № 8.

Миклухо-Маклай А. Д. О находке каменноугольных отложений в Сихотэ-Алине. Докл. АН СССР, нов. сер., 1947, 58, № 8.

Миклухо-Маклай А. Д. Некоторые данные о каменноугольных отложениях Приморья. Докл. АН СССР, 1952, 83, № 2.

Михнович В. П. О стратиграфическом положении кремнистых сланцев Сихотэ-Алиня. Вестн. Д.-В. филиала АН СССР, 1938, № 32 (5).

Музылев С. А. Геологический разрез через Малый Хинган. В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. I. Изд. АН СССР, 1938а.

Музылев С. А. Магнезитовые месторождения Хингана, Маньчжурии и Кореи. Сов. геол., 1938б, № 6.

Мушкетов Д. И. Отчет о геологических исследованиях в южном Приморье. Изв. Геол. ком., 1910, № 1.

Нагао Такуми. Третичный орогенез в Хоккайдо, Япония. Межд. геол. конгр. Тр. XVII сессии, т. 2, М., 1939.

Нагибина М. С. К вопросу о тектонике верхнемезозойских впадин Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 4.

Нагибина М. С. О возрасте палеозойских отложений низовий р. Уркана (бассейн р. Зеи). Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.

Никольская В. В. К истории развития оз. Ханка и ландшафта Приханкайских равнин. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1952, 27, вып. 6.

Никшич И. И. Железорудная и марганцевая база на Дальнем Востоке. Разведка недр, 1937, № 19.

Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. ГИЗ, М., 1927.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период третий и четвертый. 1934—1937.

Обручев В. А. Геология Сибири, I, II, III. Изд. АН СССР. М.—Л., 1935—1938.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940). Вып. VII (Амурский край, южное Приморье и о-в Сахалин). Изд. АН СССР, М.—Л., 1946.

Овсянников Н. В. Краткий геологический очерк Раковского района. Записки Владивостокского отдела Росс. геогр. об-ва, т. 3 (20), вып. 2. Владивосток, 1929.

Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. Минер. вестн. зарубежных стран, 1951, вып. 19.

Отука Яносуке. Палеогеография третичных формаций Японии и прилегающих к ней районов. Межд. геол. конгр. Тр. XVII сессии, 1937, т. 2, М., 1939.

Павлов М. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях летом 1924 г. в Верхне-Сучанском районе. Мат. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, 1925, вып. 43.

Павлов М. А. Сучанское каменноугольное месторождение. Геологический очерк. В кн. «Сучанско-Ольгинский комбинат». Владивосток, 1930.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
Павловский Е. В. и Ефремов И. А. Геологический очерк западной половины озерного района Приамурья. Тр. СОПС АН СССР. Д.-В. сер., 1953, вып. I.
Перепечина Е. А. и Шехунов В. С. Сучанское каменноугольное месторождение. Тр. ВИМС, М.— Л., 1939, вып. 138.
Преображенский И. А. Золотоносный район реки Лимури. Мат. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, 1924а, вып. 33.
Преображенский И. А. Золотоносный район Белой горы и Коль-Колчана. Мат. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, 1924б, вып. 34.
Преображенский И. А. Железорудный Ипполитовский район. Мат. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, 1925, вып. 42.
Преображенский И. А. Сергиевское железорудное месторождение. Мат. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, 1926, вып. 46.
Преображенский И. А. Побережье Японского моря (бухта Абрек — мыс Поворотный). Мат. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, 1927, вып. 51.
Принада В. Д. О возрасте флоры угленосных отложений бассейна р. Буреи. Сов. геол., 1940, № 10.
Принада В. Д. Мезозой Западного Приамурья. Изв. Гл. упр. геол. фондов, 1948, вып. 6.
Полевой П. И. Полезные ископаемые Дальнего Востока. Мат. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, вып. 27. Владивосток, 1923.
Попов С. Д. Полезные ископаемые Средне-Зейского района на основе изучения шлихов. Тр. СОПС и Ломоносовского ин-та АН СССР, сер. вост.-сиб., вып. 3, 1935.
Радкевич Е. А. Метаморфизм руд Синанчи. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 3.
Радкевич Е. А. Оловорудные месторождения, богатые сульфидами и силикатами железа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 3.
Руб М. Г. О наличии верхнепалеозойского интрузивного цикла в южном Приморье. Докл. АН СССР, 1950, 73, № 4.
Синицын В. М. Строение и развитие Китайской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 6.
Смехов Е. М. Геологическое строение Сахалина. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 1.
Смехов Е. М. Третичные отложения южного Сахалина. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 6.
Смирнов В. И. Полиметаллическое месторождение Верхнее (Тетюхе, ДВК). Пробл. сов. геол., 1935, № 2.
Смирнов С. С. Об олово-вольфрамовом оруденении Востока СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 6.
Смирнов С. С. О тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2.
Смирнова В. С. Геологическое строение площади заповедника «Кедровая падь». Мат. по геологии Советского Дальнего Востока, вып. IV, 1939.
Соколова Е. И. Геологические исследования правобережья низовьев р. Амура. В кн. «Геол. иссл. р. Амура». Итоги Нижне-Амурской экспедиции 1934 г. М.—Л., 1940.
Соловьев С. П. Особенности распределения и состава магматических пород Сихотэ-Алиня и некоторые вопросы петрологии. Зап. Мин. об-ва, 1949, ч. 78, № 3.
Соловьев С. П. Главные черты комплекса молодых кислых эффузивов и игнимбритов Сихотэ-Алиня и его петрохимические особенности. Зап. Мин. об-ва, 1950, ч. 79, № 3.
Солоненко В. П. Докембрий р. Уссури. Докл. АН СССР, 1948, т. 61, № 5.
Солоненко В. П. Вопросы тектоники докембрийского фундамента складчатой зоны (Уссурийский район). Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.
Столяр М. Я. Геология и золотоносность Учуро-Чюльбинского района Якутской АССР. Тр. Н.-и ин-та геол. и минер., 1934, вып. 5.
Тебеньков В. П. Материалы к вопросу о железорудной базе Дальнего Востока. Мат. по геол. Дальнего Востока. Изд. Д.-В. филиала АН СССР, 1939, вып. 4.
Тебеньков В. П. Железные руды Советского Дальнего Востока. Горн. журн., 1945, № 6.
Тихова Т. Г. Геология и рудные месторождения Золотогорского района. Мат. Зейской геохим. эксп. 1933—1934 гг. СОПС АН СССР, 1935.
Ткалич С. М. Геологический очерк месторождений железных руд Дальне-Восточного края. Дальне-Вост. гео-гидрогеодез. тр., Хабаровск. 1935.
Ткалич С. М. Геологический очерк Сучанского каменноугольного месторождения. Мат. по геол. Дальнего Востока. Изд. Д.-В. филиала АН СССР, 1938, вып. 3.
Труды Дальневосточной базы Академии наук СССР, геол. сер., т. I. Сб. рефератов по геологии Дальнего Востока, Владивосток, 1948.

Фаворская М. А. О геологическом положении верхнемезозойских и кайнозойских магматических образований на территории Южного Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949а, № 1.

Фаворская М. А. Третичные туфолавы Южного Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949б, № 5.

Фаворская М. А. Этапы развития молодого вулканизма Южного Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 3.

Херасков Н. П. Схема тектоники верхоянской складчатой зоны. Пробл. сов. геол., 1935, № 4.

Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.

Херасков Н. П., Давыдова Т. Н., Крашенинников Г. Ф., Пенинский Д. Д. Геология Буреинского бассейна. Тр. ВИМС, 1939, вып. 149.

Хлапонин А. И. Верхне-Амурский район Зейского округа Дальне-Восточного края. Описание градусо-листа 53 –54° с. ш. и 124—125° в. д. Тр. ВГРО, 1932, вып. 231.

Чедия Д. М. *Радиолярии кремнистых толщ верхнего палеозоя и мезозоя Сихотэ-Алиня* (автореферат диссертации). Изд. Ленингр. ун-та им. Жданова. Л., 1952.

Чу С. Орогенические фазы в Китае. Межд. геол. конгр. Тр. XVII сессии, т. 2, М., 1939.

Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. *Геология*, 1932, **10**, № 3—4.

Шатский Н. С. и Давыдова Т. Н. О мезозое северной части Буреинского бассейна. Материалы по геологии Буреинского бассейна, вып. 2. Тр. ИМС, 1937, вып. 123.

Шатский Н. С., Богданов А. А., Яншин А. Л., Кропоткин П. Н. и др. *Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 4 000 000*, 1952.

Шипулин Ф. К. Третичные гранитоиды Южного Приморья и некоторые данные об их металлогении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 5.

Шифрин Д. А. Марганцевые руды Вандана в ДВК. Разведка недр, 1937, № 2.

Шкорбатов С. И. К вопросу об угленосности мезозойских отложений района станций Бира и Лондоко Уссурийской ж. д. Тр. Биробиджанской геол. экспед. Ленозета 1933—1934 гг. ОНТИ, М.—Л., 1937.

Шкорбатов С. И. Зональное распределение типов третичных угольных месторождений Дальнего Востока. Сов. геол., 1947, сб. 22.

Яковлев В. Н. Новые данные по стратиграфии Верхне-Амурской области. Сов. геол., 1948, сб. 32.

Ahnert E. Materials for the historic geology of North Manchuria. В кн. Анерт Э. Э Ежегодные половодья и наводнение 1932 г. Харбин. 1934.

Ahnert E. *Zonale Verteilung der Erzlagerstätten in der Mandschurei*. Intern. Geolog. Congress, Report of the XVI session 1933, vol. I. Washington, 1936.

Ahnert E. E. and Smirnov A. M. Geological investigations in the Great Khingan. Reports of Instit. of Scientific Research, Manchoukuo, Hsinching. 1938.

Fochler-Hauke G. Die Mandschurei (mit Dschehol). 1927—1936. Geographisches Jahrbuch, Jahrgang 53, I. Halbband. 1938 (Библиография по геол. и геогр. Маньчжурии).

Geological Atlas of Eastern Asia. Scale 1 : 2 000 000. Publ. by Imp. Geograph. Society of Japan. Tokyo. 1929.

General geological map of Chosen (Korea), Scale 1 : 1 000 000, Tokyo. 1936.

General geological map of China. Prepared under the supervision of T. K. Huang. Geological Survey of China. Nanking. Sheet No T-51 (Tsingtao), compiled by N. Chin. 1948.

Huang T. K. *On major tectonic forms of China*. Geological Memoirs of Geol. Survey of China. Ser. A. No 20. Chung King. 1945.

Kobayaschi T. A sketch of Korean geology. American Journal of Science. 5 ser., No 156, vol. XXVI. 1933.

Licent E. et Teilhard de Chardin P. Geological observations in Northern Manchuria and Barga (Hailar). Bull. Geol. Society of China. vol. IX (9). No 1. 1930.

Liebus A. Einige Bemerkungen über die Triasablagerungen der Insel Russkii bei Wladiwostok. Centralbl. für Miner, Geol., Palaeont., H. 13, p. 394—400, 1921.

Loukashkin A. S. The post-tertiary fauna of Northern Manchuria contemoprary with primitive man. Reports of XVI session Internat. Geolog. Congr. 1933, vol. 2. Washington. 1936.

Lautensach H. Korea. Geographisches Jahrbuch, 53 Jahrgang, I Halbband. 1938.

Matsushita S. On the sinian stratigraphy of the Kuantung province, South Manchuria. Memoirs of the Ryojun College of Engen., vol. VIII (8), No 2, Dairen. 1935.

Matumoto T. Fundamentals in the cretaceous stratigraphy of Japan. Memoirs of the faculty of sciences, Kyusyi Imperial University, Ser. D. Geology, Hukuoka, Japan. Vol. I, No 3 (1942), vol. II, No 1 (1943).
Noda Mituo. Stratigraphical studies on the carboniferous and permian formations of southern Manchoukuo. Bull. of the Central National Museum of Manchoukuo, No 1. 1939.
Ogura T., Nakagawa M., Matsumoto M., Muramata K. Volcanoes of the Wu-Ta-Lien Chin district, Lung-Chiang province. Survey Reports of volcanoes on Manchuria. No 1. 1936.
Ogura T., Sawatari M., Murayama K. Chi-hsing-shan Volcano, Fengtien and south Hsingan provinces, Manchuria. Survey Reports of Volcanoes in Manchuria, No 3. 1939.
Ogura T. Silver, Lead and Zinc Deposits of Manchuria. Memoirs of Ryojun Coll. of Eng. vol. XII, No 6. 1939 (pp. 205—242).
Plaetschke B. Das Bergland der Nord-Westlichen Mandschurei. 1937.
Resser Ch. E. and Endo R. Sinian, cambrian and ozarkian strata of south Manchuria. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 41, 1930, p. 103, 208.
Saito R. General Review of the Geology of Manchouko. Bull. of the Geolog. Instit. of Manchouko, No 100. Hsing — Ching. 1940.
Tan H. C. Geology of Hokang coal field, Heilungkiang. Bull. Geol. Survey of China, No 6, 1924, Peking.
Tan H. C. and Wang H. S. Geology along the valley of the Nenkiang river, Heilungkiang province. Bull. of the Geol. Survey of China, No 13. 1929.
Weller J. M. Outline of Chinese Geology. Bull. Amer. Assoc. of Petroleum geologists, vol. 28, No 10. 1944.
Yabe H. Cretaceous stratigraphy of the Japanese islands. Scient. Reports of Tohoku Imper. University, Sendai, 2 ser., Geology. vol. XI, No 1. 1927.
Yabe H. and Toyama R. Bottom relief of the seas bordering the Japanese Islands and Korean peninsula. Bull. Earthquake Research Institute, Tokyo Imp. University, vol. XII. 1934. Pp. 539—565.

Фондовые материалы

Аллер Г. А. Геологические исследования района Совгавани, 1931, ВГФ.
Антонов К. В. Отчет о геологических исследованиях в районе северной части западного побережья Татарского пролива, 1936. Фонды Хаб. геол. упр.
Антонов К. В. Геологическое строение западного побережья Охотского моря в районе порта Аян, 1937. Фонды Хаб. геол. упр.
Архангельский С. Д. и Виленский А. И. Геологическое строение бассейнов рек Мухена и Немпту, 1938. ВГФ.
Атаманчук А. Ф. Геологическое исследование в области хребта Ян-Огды в Нанайском районе Хабаровской области, 1937. Фонды Хаб. геол. упр.
Атаманчук А. Ф. Отчет о геологических исследованиях в бассейне р. Тудур в 1938 г. Фонды Хаб. геол. упр.
Атаманчук А. Ф. Отчет о геологических исследованиях в бассейне верхнего течения р. Урми, 1940 г. Фонды Хаб. геол. упр.
Атаманчук А. Ф., Ильин В. П. Отчет о геологических исследованиях в Кур-Урмийском междуречье, 1941. Фонды Хаб. геол. упр.
Атаманчук А. Ф. и Тетерин П. А. О геологических исследованиях в междуречье Бурея — Амгунь, 1939. ВГФ.
Баранов А. Ф. Геологическое строение района Уссурийских железорудных месторождений в Шмаковском районе Приморского края. 1939. Фонды Прим. геол. упр.
Баранов А. Ф. и Эпов П. А. Геологическое строение системы рек Амгу, Кхуцин, Колумбэ, 1940. Фонды Прим. геол. упр.
Баранов А. Ф., Музылев С. А. и др. Геологическое строение восточной части Лифудзинского района, 1948. Фонды Прим. геол. упр.
Баранов А. Ф. и Колчина А. Д. Отчет о геолого-съемочных работах в районе Тетюхинских полиметаллических месторождений за 1949 г. Фонды Прим. геол. упр.
Беляевский Н. А. и Принада В. Д. Отчет о геологических исследованиях летом 1947 г. в Южном Приморье, ВГФ.
Беляевский Н. А. Геология бассейна среднего течения р. Тудо-Вака (Средний Сихотэ-Алинь), 1948, ВГФ.
Беляевский Н. А. Геология бассейна рек Сандо-Вака и Вака в среднем Сихотэ-Алине. Отчет за 1949 г. Фонды Прим. геол. упр.
Беляевский Н. А. и др. Геологическое строение бассейна р. Даубихэ. Отчет за 1950 г. Фонды Прим. геол. упр.
Бернштейн П. С. Геологические исследования в бассейне рек Тадуши и Аввакумовки в 1934 г. ВГФ.

Бернштейн П. С. Геологический очерк средней части бассейна р. Уд, 1937, ВГФ.
Бернштейн П. С. *Геологические исследования в Тернейском районе Приморской* области ДВК в 1938 г. ВГФ.
Берсенев И. И., Иванов Я. А. и др. Геология, гидрогеология и почвы бассейнов рек Сучан, Судзухе, Таухе. 1949. Фонды Прим. геол. упр.
Берсенев И. И. и др. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые бассейнов рек Ахобе, Тетюхэ, Тадуши, Даданцы, 1950. Фонды Прим. геол. упр.
Булатов В. А. Геологическая съемка в масштабе 1 : 400 000 местности ж. д. Хабаровск — Совгавань, 1931. Фонды Хаб. геол. упр.
Бурий И. В. Геология и угленосность триасовых отложений южного Приморья, 1950, Фонды ДВБАН.
Ваганов Г. Т., Золотов М. Г. Отчет о работах съемочной партии в бассейне р. Лифудзин, 1939. Фонды Прим. геол. упр.
Вдовин Ю. М., Гусева Т. К. и др. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые бассейнов верхних течений рек Судзухе, Сучан и Тудагоу. 1950. Фонды Прим. геол. упр.
Власов Г. М. Геология и угленосность Хасанского буроугольного месторождения Приморского края, 1945. Фонды Прим. геол. упр.
Власов Г. М. Третичные отложения Сихотэ-Алиня, ч. I, II, 1949. Фонды Хаб. геол. упр.
Власов Г. М., Чемеков Ю. Ф., Капица А. А. Геология и угленосность площади среднего течения р. Тырмы, 1942. ВГФ.
Воларович Г. П. Геологические исследования в Тетюхинском районе в 1933 г Фонды Прим. геол. упр.
Воларович Г. П. Отчет Сихотэ-Алиньской экспедиции ДВФАН, 1936. Фонды Прим. геол. упр.
Вонгаз Л. Б. и Ильин А. В. Отчет о геологической съемке и шлиховом опробовании части листов L-53—8, 9, 20, 21 в 1949 г. ДВЭ ВАГТ. ВГФ.
Вонгаз Л. Б. и др. Отчет о геологической съемке и шлиховом опробовании листа L-53—9 и части листа L-53—10, 1950, БГФ.
Вонгаз Л. Б., Левитан М. М. и др. Отчет южной группы ДВ экспедиции ВАГТ за 1951 г. Фонды Прим. геол. упр
Геологическая карта Приморского края и южной части Хабаровского края. Сост. Дальневост. геол. упр. под ред. А. А. Леонтовича. Масштаб 1 : 1 500 000. Госгеолиздат, 1943.
Гнеушев П. И. и др. Отчет о геологических, гидрогеологических, инженерно-геологических и почвенных исследованиях, произведенных на площади листа L-52—119 в 1937—1938 гг. *Фонды Прим. геол. упр.*
Гурьев С. А. и др. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые бассейнов рек Белембе, Кема, Амгу. Отчет за 1949—1950 гг. Фонды Прим. геол. упр.
Гуськов М. А. Отчет о результатах геолого-разведочных работ на марганцевые руды в южной части Малого Хингана, проведенных в 1949 г. Фонды Хаб. геол. упр.
Гухман Н. Е. Отчет Славянской геологической партии за 1933 г. Фонды Прим. геол. упр.
Доброхотов М. Н. Геологический очерк и железорудные месторождения Малого Хингана, 1939, ВГФ.
Дорошенко Н. К. Тамгинское и Тургеневское месторождения графита в Приморском крае. Отчет о разведочных работах 1943—1947 гг., том I, 1950. Фонды Прим. геол. упр.
Допиро С. Ф. Отчет о геологических исследованиях в бассейне рек Хор — Чуи — Тормасу, 1941 г. Фонды Хаб. геол. упр.
Елисеева В. К. Отчет о геологических исследованиях в бассейне рек Сукпай и Кабули в 1948 г. Фонды Хаб. геол. упр.
Ефимов А. Н. и др. Результаты геологической съемки и поисков в Вяземском районе в 1950 г. Фонды Прим. геол. упр.
Жерехов В. И. и др. Отчет о геологических исследованиях в Подгородненском районе южного Приморья в 1941—1942 гг. Фонды Прим. геол. упр.
Жилин М. Ю. О геолого-поисковых работах в бассейне среднего течения р. Правой Буреи в 1943 г. ВГФ.
Заболотная Н. П. Полный отчет о работе Ольгинской поисково-разведочной партии в 1939 г. Фонды Прим. геол. упр.
Запорожцева А. С. Отчет по геологическим исследованиям в Приханкайском районе. 1940. Фонды Прим. геол. упр.
Золотов М. Г. Геологическое строение верхней части бассейнов рек Даубихэ и Лефу. 1940. ВГФ.

Золотов М. Г., Прудников К. В., Юдин А. И. Отчет о результатах геолого-геоморфологических работ, проведенных в 1947 г. в бассейне среднего течения р. Хунгари и в междуречье Шулигды — Яурина. Фонды Хаб. геол. упр.
Золотов М. Г. Геологическое строение бассейнов рек Аты и Уини, 1948. ВГФ.
Золотов М. Г. Геологический очерк севера Сихотэ-Алиньского рудного района. 1951. Фонды Хаб. геол. упр.
Иванов Ю. А. и др. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Аввакумовки. 1949. Фонды Прим. геол. упр.
Изох Э. П. и др. Отчет о работах в верхнем течении р. Бикин в 1950 г. ДВЭ ВАГТ. Фонды Прим. геол. упр.
Ильин А. В., Вонгаз Л. Б. и др. Окончательный отчет о геологических исследованиях партии № 9 ВАГТ в бассейне правых притоков р. Лефу и в бассейне верховьев Даубихэ и Улахэ. 1951. Фонды Прим. геол. упр.
Иициксон М. И., Глушков А. П. и Кончакова Д. И. Геологическое строение и рудоносность района верхнего течения р. Урми. 1947. Фонды Прим. геол. упр.
Кириллов А. А. Отчет о работах Нижне-Зейской партии в бассейне среднего течения р. Зеи. 1935. Фонды Хаб. геол. упр.
Кириллов А. А. Геологическое строение части побережья Японского моря и Уссурийского залива, 1940. Фонды Прим. геол. упр.
Кириллов А. А. Отчет о геологической съемке в верховьях рек Хунгари и Мули. 1941. Фонды Хаб. геол. упр.
Кириллов А. А. Геологическое строение верховьев рек Сандагоу и Янмуть-хоуза. 1944. ВГФ.
Кириллов А. А. и Онихимовский В. В. Геологические исследования в Шавли-Селемджинском междуречье. 1945. ВГФ.
Кириллов А. А. Отчет о геологической съемке в бассейне среднего течения р. Амгунь. 1946. ВГФ.
Кириллов А. А. Отчет о геологических исследованиях правобережья р. Амур в районе оз. Кизи и части побережья Татарского пролива. 1949. ВГФ.
Кириллов А. А., Кузьмичева В. А. Отчет о геологической съемке левобережья среднего и верхнего течения р. Сучан (Приморский край), 1939. Фонды Прим. геол. упр.
Кисец А. П., Николаев С. Я. Геология и рудные месторождения хр. Вандан. Отчет о съем.-поиск., поиск. и геол.-разв. работах в хр. Вандан. 1941—1942. Фонды Хаб. геол. упр.
Константинов Г. М. Отчет Тернейской геолого-поисковой партии за 1944—1946 гг. Фонды Прим. геол. упр.
Коренбаум М. С. Материалы по геологии Хунгарийского буроугольного месторождения, 1938. Фонды Хаб. геол. упр.
Корель В. Г. Геологическое строение бассейнов нижнего и среднего течения рек Татибе и Арму. 1946. Фонды Прим. геол. упр.
Красный Л. И. Геологические исследования в системе рек Белембе, В. Кема. 1937. Фонды Прим. геол. упр.
Красный Л. И. Нижнее Приамурье. Очерк геологии и полезных ископаемых. 1944. Фонды Прим. геол. упр.
Красный Л. И. Геологический очерк побережья Тугурского п-ова Охотского моря. 1947. ВГФ.
Красный Л. И., Ганешин Г. С. Геолого-геоморфологический очерк островов Большой Шантар, Феклистов и Прокофьев. Отчет за 1948 г. ВГФ.
Красный Л. И. и Кривицкий Л. Б. Геологические исследования в северо-западной части Нижне-Амурского района, 1939. ВГФ.
Кривицкий Л. Б. Геологическое строение низовьев бассейна р. Даданцы. 1944. Фонды Прим. геол. упр.
Кривицкий Л. Б. Геологическое строение бассейнов рек Арму и Колумбэ. 1946. Фонды Прим. геол. упр.
Кривицкий Л. Б. Геологическое строение бассейнов рек Герби, Талиджак, Баджал. 1948. ВГФ.
Кривицкий Л. Б. и Дацко Е. К. Геологическое строение бассейнов рек Ботчи и Нельмы. 1947. ВГФ.
Кривицкий Л. Б., Николаев С. Я. Геологическое строение бассейна р. Нотто (Приморский край). 1945. Фонды Прим. геол. упр.
Кропоткин П. Н. Краткий очерк геологического строения южной части Дальнего Востока и перспективы поисков некоторых типов рудных месторождений на этой территории. 1951. Фонды ИГН АН СССР.
Кропоткин П. Н. Краткая объяснительная записка к тектонической карте Дальнего Востока и геологической карте южной части Приморского края. 1952. Фонды ИГН АН СССР.

Кропоткин П. Н., Салун С. А., Суворов А. И. Материалы по стратиграфии и тектонике Южного Приморья. Отчет по работам 1946—1947 гг. Фонды ИГН АН СССР.

Кропоткин П. Н. и Салун С. А. Основные черты тектоники Сихотэ-Алиня. 1948. Фонды ИГН АН СССР.

Кропоткин П. Н. и Шахварстова К. А. Отчет о работе Хабаровского тектонического отряда в 1950 г. Геологическое строение северной части хребта Сихотэ-Алинь. Фонды ИГН АН СССР.

Кропоткин П. Н. и Шахварстова К. А. Материалы по стратиграфии и тектонике Южного Приморья. Отчет по работам 1951 г. в Ольго-Тетюхинском районе и в бассейне рек Монгугай и Амба-Бира. 1953. Фонды ИГН АН СССР.

Куликов В. В. и Ефимов А. Н. Геологическое описание Вяземского района. Отчет о работах партии ДВЭ ВАГТ за 1949 г. ВГФ.

Лазарев А. З. Геологический очерк западной части бассейна озера Ханка Южно-Уссурийского края. 1934. ВГФ.

Лазарев А. З. Геология бассейна рек Кур и Урми. 1936. ВГФ.

Лазарев А. З. Геологические исследования в западной части Сихотэ-Алиня (р. Бикин). 1939. Фонды Прим. геол. упр.

Лебедев А. П., Павлов Н. В. Джугджурский анортозитовый плутон. Отчет за 1948 г. Фонды ИГН АН СССР.

Лесовой Г. С. Отчет о геологических исследованиях правых притоков р. Лефу. 1934. Фонды Прим. геол. упр.

Леонтович А. А. Состояние изученности дальневосточных железных и марганцевых руд и направление поисковых и разведочных работ по железу и марганцу. 1949. Фонды Хаб. геол. упр.

Леонтович А. А., Раков Н. А. Геологическое строение Центральной части хребта Джугджур, 1938—1939 гг. Фонды Хаб. геол. упр.

Липман Р. Х. Радиолярии мезозоя Дальнего Востока. (Предварительной отчет). Л., 1948. Фонды Прим. геол. упр.

Литенко О. Т. Результаты геологической съемки и поисков силикатных месторождений никеля в бассейнах правых притоков р. Бикин — рек Тахало, Б. Даинговка, Чимчугуза. 1950. Фонды Прим. геол. упр.

Лобачев И. Н. и др. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые бассейнов рек Кангауз, Шитухэ, Сяудеми и верховьев р. Сица. 1949. Фонды Прим. геол. упр.

Марков Ф. Г. и Клубов А. А. Геология окрестностей оз. Хумми. 1936. Фонды ВСЕГЕИ.

Марченко Г. Г., Быковская Е. В. Геологическое описание междуречья Бикина и Бейцухе (в нижнем течении). Отчет за 1950 г. Фонды Прим. геол. упр.

Матвеев А. К. Отчет о геологических исследованиях в центральной части бассейна р. Улахэ. 1939. Фонды Прим. геол. упр.

Матвеев А. К., Шкляев П. Д., Кузьмичев В. А. Геология бассейна р. Учур. 1942. Фонды Хаб. геол. упр.

Материков М. П. Отчет по работам в бассейне р. Иман. 1939. Фонды Прим. геол. упр.

Материков М. П. Отчет о работах Ипполитовской ГРП за 1948 г. Фонды Прим. геол. упр.

Медведев В. В. Очерк геологического строения и промышленных перспектив северо-западной части бассейна Амурского и Уссурийского заливов в Южном Приморье, 1948. Фонды Прим. геол. упр.

Мендельсон З. М. Полевой отчет о работе Дукинской партии в районе Амгунь-Горюнского водораздела за 1940 г. Фонды Хаб. геол. упр.

Михалев Д. Н. Месторождения марганца Дальнего Востока. 1944. Фонды Хаб. геол. упр. (2-е изд.).

Музылев С. А. Тектоника южной части Советского Дальнего Востока. Статья к XIX т. серии «Геология СССР». 1946. Фонды ВСЕГЕИ.

Нагибина М. С. Геологическое строение бассейна рек Мамына, Гари и части долины р. Зеи от с. Чигоян до устья р. Селемджи. Отчет за 1950 г. Фонды ИГН АН СССР.

Нагибина М. С. Геологическое строение бассейна нижнего и среднего течения р. Норы и части долины р. Амура от с. Кузнецово до г. Благовещенска. Отчет по работам 1951 г. Фонды ИГН АН СССР.

Некрасов П. В. Отчет о геологических исследованиях в среднем течении р. Хунгари в 1938 г. Фонды Хаб. геол. упр.

Николаев С. Я. Геологические исследования в районе с. Петровки (Южное Приморье) в 1948 г. Фонды Прим. геол. упр.

Новокшенов В. П. Отчет о результатах работ в Ворошиловском районе Уссурийской области ДВК. 1936. Фонды Прим. геол. упр.

Онихимовский В. В. Геология системы рек Сутыр и Агдыня. 1939. ВГФ.

Онихимовский В. В. Геология и оловоносность бассейна среднего течения р. Ниман. 1945. Фонды Хаб. геол. упр.

Онихимовский В. В. Геология и металлогения Верхне-Буреинского района. 1948. Фонды Хаб. геол. упр.

Онихимовский В. В., Ильин В. П. Геологические исследования в бассейне р. Норы. 1940. Фонды Хаб. геол. упр.

Онихимовский В. В., Золотов М. Г. Геологическое строение бассейнов среднего течения р. Ниман и Туюн. 1941. Фонды Прим. геол. упр.

Полячков К. Д., Батурин В. В., Степанов Н. Н. Геологическое строение и гидрогеология в районе Советской Гавани. 1939. ВГФ.

Поршняков Г. С. и др. Отчет о работах партии № 8 ДВЭ ВАГТ ВГФ. 1949.

Прудников К. Ф., Юдин А. И. Результаты геолого-геоморфологических работ, проведенных в 1948 г. в Зейско-Депском районе. 1949. Фонды Хаб. геол. упр.

Разживин А. Б. и др. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые бассейнов рек Сахамбе, Иодзыхе и правобережья верхнего течения р. Иман. 1949—1950. Фонды Прим. геол. упр.

Раков Н. А. Геологические исследования в бассейне верхнего течения рек Харгу—Селемджа, 1942, ВГФ.

Раков Н. А. и Корель В. Г. Геологическое строение восточной части Кербинского золотоносного района, 1943. ВГФ.

Раков Н. А. и Дацко Е. К. Геологическое строение участка верховьев рек Тетюхэ, Ахобе и Б. Синанча. 1941. Фонды Хаб. геол. упр.

Рембашевский Е. И. Отчет о работах Комсомольской геолого-съемочной партии в 1935 г. Фонды Прим. геол. упр.

Рембашевский Е. И., Кисец А. П. Марганцевые руды хребта Вандан. Отчет о геол. работах 1936—1937 гг. Фонды Хаб. геол. упр.

Рыловникова В. П. Геологическое описание района среднего течения р. Бикин. Отчет за 1949 г. ВГФ.

Рыловникова В. П. Геологическое описание левобережья р. Алчан от пос. Борисовка до р. Бикин и нижней части бассейна р. Канихезы. Отчет за 1950 г. Фонды Прим. геол. упр.

Руб М. Г. Отчет по теме «Мезозойские и палеозойские граниты юго-западной части Южного Приморья». 1951. Фонды ИГН АН СССР.

Саврасов Н. П. Отчет о геологических исследованиях в среднем и верхнем течении р. Горин в 1935 г. Фонды Хаб. геол. упр.

Саврасов Н. П. Отчет о геологических исследованиях в системе рек Пильда — Лимури — Писуй (нижнее Приамурье) в 1936—1937 гг. ВГФ.

Саврасов Н. П. Геологические исследования в бассейне верхнего течения р. Амгуни в 1939—1940 гг. Фонды Хаб. геол. упр.

Саврасов Н. П. К геологии западной половины Кербинского золотоносного района. 1941—1942. Фонды Хаб. геол. упр.

Саврасов Н. П. Геологическое строение бассейнов верхних течений рек Керби и Немилена. Отчет за 1942 г. Фонды Хаб. геол. упр.

Саврасов Н. П. Отчет о геологических исследованиях в бассейне р. Бичи в 1944 г. Фонды Хаб. геол. упр.

Саврасов Н. П. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1945 г. в центральной части Пильдо-Лимурийского золотоносного района. Фонды Хаб. геол. упр.

Саврасов Н. П. Отчет о геологических исследованиях, проведенных в 1947 г. на южных склонах хребта Чаятын (бассейн р. Бичи). Фонды Хаб. геол. упр.

Саврасов Н. П. К петрологии гранитоидов хребта Дуссе-Алинь. 1948. Фонды Хаб. геол. упр.

Саврасов Н. П., Сушков П. А. Отчет о геологических исследованиях в центральной части Удыльского золотоносного района, 1946. ВГФ.

Салун С. А. Стратиграфия и тектоника юго-восточного Приморья. 1949. Фонды ИГН АН СССР.

Серпухов В. И. Предварительный отчет о работе Удско-Охотской партии Яткарского нагорья. 1931. Фонды треста Золоторазведка.

Серпухов В. И. Предварительный отчет о работе Амурской экспедиции и Дамбукинской партии. 1945. Фонды треста Золоторазведка.

Сидоренко З. В. Отчет о геологических исследованиях в Спасском районе в 1933 г. Фонды Прим. геол. упр.

Сидоренко З. В. и др. Отчет о работах партии № 4 ДВЭ ВАГТ за 1950 г. Фонды Прим. геол. упр.
Сидоренко З. В. Отчет о работе за 1951 г. по теме «Гранитоиды Сихотэ-Алиня в связи с оруденением». ВГФ.
Скорняков Б. М. Геологическое описание низовьев р. Татибе. Отчет за 1950 г. ДВЭ ВАГТ. Фонды Прим. геол. упр.
Сумин Н. Г. Горные породы и рудные проявления в верховьях р. Иман. 1938. Фонды Прим. геол. упр.
Татаринов Г. Т. Сводный обзор ультраосновных пород, развитых на территории, обслуживаемой ДВГГУ. 1949. Фонды Хаб. геол. упр.
Твердомед В. Н. Предварительный отчет о результатах геолого-поисковых работ на марганцевые руды в южной части Малого Хингана летом 1940 г. Фонды Хаб. геол. упр.
Ульянов А. В. Геологические исследования на побережье Удской губы (Тугуро-Чумиканский район) в 1936 г. Фонды Хаб. геол. упр.
Фаворская М. А. Верхнемезозойский и кайнозойский вулканизм Южного Приморья. 1949. Фонды ИГН АН СССР.
Фаворская М. А. Интрузии южной части Советского района. Отчет за 1950 г. Фонды ИГН АН СССР.
Федорцев В. А. и др. Отчет о работах Депской экспедиции за 1939 г. Фонды треста Золоторазведка.
Федорцев В. А., Шпилько А. Г. и др. Отчет о геолого-поисковых работах в районе верховьев рек Гарь, Джелтулак, Янкан, Мамын и в бассейне р. Нинни. 1940. Фонды треста Золоторазведка.
Фейгин Я. М. Предварительный отчет Улыльской геолого-поисковой партии. 1940. Фонды треста Золоторазведка.
Финкельштейн М. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Верхне-Суйфунского каменноугольного бассейна в Приморье. 1940. Фонды Прим. геол. упр.
Фрейдин А. И. Геологическое строение бассейна верховьев р. Найцухе. Отчет за 1950 г. Фонды Прим. геол. упр.
Фролов В. В. Отчет о геологических исследованиях в западной части бассейна р. Уд в 1941 г. Фонды треста Золоторазведка.
Хорев Н. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Амбо и Тахало. Отчет за 1949 г. ВГФ.
Худолей К. М. Отчет о работах партии № 2 Дальневосточной экспедиции ВАГТ в 1949 г. Фонды Прим. геол. упр.
Худолей К. М. Геологическое описание правобережья р. Алчан и верховьев р. Подхоренок. 1950. Фонды Прим. геол. упр.
Цветков М. В. Тадушинское буроугольное месторождение в Тетюхинском районе Приморского края. 1945. Фонды Прим. геол. упр.
Чедия О. К., Хисамутдинов М. Г. Геологическое описание левобережья нижнего и среднего течения р. Иман. 1949. ВГФ.
Чедия О. К. и др. Геологическое описание левобережья р. Бейцухе и бассейна рек Б. и М. Сибичи. 1950. Фонды Прим. геол. упр.
Яковлев В. Н. Новые данные по стратиграфии меловых отложений Сучано-Шкотовского района Южного Приморья. 1943. Фонды Прим. геол. упр.
Яковлев В. Н. Меловая система Сихотэ-Алиня. 1950. Фонды ДВБАН.
Ярмолюк В. А. Отчет о геологических исследованиях в бассейне р. Маи. 1941. ВГФ.
Ярмолюк В. А. Геологическое строение Тугуро-Немиленского междуречья. 1943. ВГФ.
Ярмолюк В. А. Отчет о геологических исследованиях 1944—1945 гг. в центральной части Сихотэ-Алиня. Фонды Хаб. геол. упр.
Ярмолюк В. А. Геологическое строение восточного склона Сихотэ-Алиня между реками Кхуцин и Единка. 1947а. ВГФ.
Ярмолюк В. А. Докембрий Приамурья. Статья к XIX т. серии «Геология СССР». 1947б. Фонды Хаб. геол. упр.
Ярмолюк В. А. Геологическое строение бассейнов верхнего течения рек Самарги, Левой Чуи и Кабули. 1948. ВГФ.
Ярмолюк В. А. Отчет о геолого-съемочных работах Торомской партии. 1949. Фонды Хаб. геол. упр.
Ярмолюк В. А. и Усенко С. Ф. Геологическое строение бассейнов Самарги и и Единки. 1946. ВГФ.
Эпов П. А. Отчет о результатах геолого-поисковых работ, произведенных в 1948 г. в бассейне реки Нотто. Фонды Прим. геол. упр.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Химические анализы основных и ультраосновных изверженных пород южной части Дальнего Востока

№ п/п	Порода и место взятия образца	Источник сведений, год и № образца	Предположительный возраст	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	H_2O П. п. п.	SO_3	CO_2	Cr_2O_3	Сумма
1	Анортозит хр. Джугджур	Леонтович и Раков, 1939-ф, № 284	$A - Pz_1$	52,26	Сл.	28,53	0,80	0,51	—	0,29	12,30	3,11	1,44	—	0,23	0,51	—	—	—	99,98
2	Анортозит хр. Джугджур	То же № 691	$A - Pz_1$	53,70	0,12	30,90	0,71	0,30	Сл.	0,68	11,50	1,04	0,91	0,04	0,12	0,40	0,06	—		100,48
3	Габбро-норит хр. Джугджур	То же № 495-б	$A - Pz_1$	50,54	0,33	13,55	2,00	7,22	0,10	7,07	14,82	1,75	0,48		0,17	1,68				99,71
4	Серпентинит р. Дробовичной (Малый Хинган)	Афанасьев, 1939, обр. 646	$Prz - Pz_1$	41,18	Сл.	1,22	5,11	2,30	0,07	37,53	1,14	0,08	0,07	Нет	0,10	10,90			0,40	100,10
5	Серпентинит, Депский массив (р. Зея против устья р. Деп)	Прудников и Юдин, 1948, обр. 50	Pz_3	43,40	0,06	1,20	3,62	1,12	0,04	37,05	0,17	0,65	0,11	0,16	1,03	12,56	0,00			101,17
6	Серпентинит	То же обр. 473-1	Pz_3	41,44	0,44	0,49	3,60	2,83	0,08	31,13	7,70	0,41	0,62	0,11	0,65	11,13	0,02			100,65
7	Габбро-диорит, бассейн р. Гари	Прудников и Юдин, 1943, № 438-1	Pz_3	54,44	0,63	18,53	2,15	5,47	0,13	5,21	7,52	1,18	0,96	0,19	0,39	2,21	0,37			99,38
8	Перидотиты района р. Бикин	Чедия, 1950-ф, обр. 352	Pz_3	40,25	0,24	7,75	3,61	6,29	0, 8	27,88	4,99	0,08	0,46		0,54	7,81				99,98
9	Габбро р. Тыл	Ярмолюк, 1949-ф	$Pz_3 - Cr_2$	47,71	0,25	13,83	1,14	4,91	0,09	15,19	13,13	1,15	0,49	0,05	Нет	2,18	Нет			100,13
10	Серпентинизированный пироксенит, Шетухинский перевал	Беляевский, 1949-ф, обр. 519	$J - Cr$	46,49	0,04	5,27	2,69	1,81	0,01	24,30	11,35	1,28	0,89	0,00	0,63	6,07	0,00			100,83
11	Пироксенит водораздела Веста-Третьяковка	Беляевский, 1949-ф, обр. 2199	$J - Cr$	46,86	0,14	2,62	2,24	5,12	0,27	21,30	13,25	1,74	0,23	0,05	0,91	5,33	0,30			100,36
12	Габбро к СВ от Савиновского хутора	Беляевский, 1949-ф, обр. 687	$J - Cr$	57,90	0,72	14,49	5,08	4,84	0,14	4,35	6,35	3,46	2,01	0,00	1,08	0,97	0,01			101,40
13	Диабаз к СЗ от с. Вангу-Поляна	То же обр. 18-А	Cr_1?	48,75	0,39	14,69	1,51	9,66	0,27	6,15	5,20	3,53	0,56	0,15	0,62	8,18	0,55			100,21
14	Габбро-диорит междуречья рек Сучана и Судзухэ[1]	Кириллов и Кузьмичева, 1939-ф, обр. 385	Cr_1	64,72	0,50	10,90	0,92	4,05	0,08	4,40	9,30	2,94	0,70		Нет	0,64	Нет			99,15
15	Габбро-диорит междуречья р. Сучан и Судзухэ	То же обр. 1098	Cr_1	44,32	1,30	20,22	0,59	11,85	0,14	6,37	10,70	0,44	1,91		0,06	2,62	Сл.			100,52
16	Габбро Сергеевского массива (басс. р. Сучан)	Верещагин, обн. 52	Cr_1	42,77	1,20	17,80	5,79	8,16	0,02	7,81	10,48	1,39	0,83		Не опред.					(96,25)
17	Габбро Сергеевского массива (басс. р. Сучан)	Верещагин, обн. 12	Cr_1	58,65	1,23	16,40	3,80	3,40	0,13	5,48	7,20	1,29	0,61		0,39	1,12				99,70
18	Габбро-диабаз Удыльского района	Саврасов и Сушков, 1946-ф, обр. 1342	Cr_1	51,00	0,20	17,41	1,90	8,53	Сл.	6,58	10,70	2,64	0,68	0,03	0,12		0,12			99,91
19	Габбро-диабаз Удыльского района	Саврасов и Сушков, 1946-ф, обр. 1663	Cr_1	52,00	0,25	16,28	9,26	1,37	0,08	4,74	7,30	4,44	2,70	0,28	—	1,68	0,05	—	—	100,43
20	Уралитовое габбро р. Кабули	Ярмолюк, 1948-ф, обр. 898	Cr_2	53,87	0,76	17,88	0,59	5,40	0,12	7,18	12,35	0,76	0,51	0,21	0,35	0,75	0,02			100,75
21	Габбро интрузий Николаевской пади (Тетюхинский район)	Баранов и Колчина, 1949-ф, обр. 40	$Cr_2 - Pg$	52,65	0,83	16,75	2,78	6,49	0,17	5,73	7,93	2,69	1,85			2,17				100,04
22	Кварцевое габбро интрузий Николаевской пади (Тетюхинский район)	То же обр. 804	$Cr_2 - Pg$	57,71	0,66	16,08	1,69	6,21	0,07	3,46	6,73	2,84	2,25			1,84				99,54

[1] В анализах А. А. Кириллова, не разделявшего мезозойские и докембрийские габброидные, могут быть представлены не только габброиды мезозоя, аналогичные сергиевским габброидам правобережья р. Сучан, но и гнейсированные габброиды докембрийского возраста.

СПИСОК ИНТРУЗИЙ И ГРУПП ИНТРУЗИЙ ОСНОВНОГО И УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА (фиг. 4)

А. Древнепалеозойская складчатая зона Станового хребта и хребта Джугджур

1. Джугджурский массив габбро-норито-анортозитов.
2. Массив габбро-норито-анортозитов в верховьях Учура и Маймакана.
3. Основной массив по р. Каранган.
4. Основной массив по р. Джана.
5, 6. Габбро-амфиболиты р. Чогор.
7, 8. Основные массивы хр. Чернышева и притоков р. Нюкжи.

Б. Ольдое-Селемджинская палеозойская складчатая зона (Главная и Шантарская ветви)

9. Основные интрузии верховьев рек Уруши и Б. Ольдоя.
10, 11. Основные интрузии между реками М. Ольдоем и Б. Ольдоем.
12—15. Дайки основных пород по р. Зее выше и ниже впадения Гилюя и в нижнем отрезке течения Гилюя.
16. Габбро и дуниты р. Урми (притока р. Шавли) и р. Гербикана.
17. Габбро р. Тыл.
18. Массив ультраосновных и основных пород о-ва Феклистов.
19, 20. Основные интрузии северной части о-ва Большой Шантар.
21. Анаурский габбро-диоритовый массив о-ва Большой Шантар.

В. Зейско-Буреинская плита

22. Депский массив ультраосновных и основных пород на р. Зее.
23. Основные интрузии р. Вторая Гарь.
24, 25. Основные интрузии рек Джелтулак и Мамын (нанесены приблизительно).
26. Основные интрузии р. Норы.
27, 27-а. Основные интрузии среднего течения р. Ниман.
28. Дуниты и перидотиты верховьев р. Солокачи.

Г. Хингано-Буреинский антиклинорий

29. Змеевики р. Дробовичной и р. М. Турук (нанесены приблизительно).

Д. Ханкайский массив

30, 31. Основные интрузии по левым притокам р. Синтухи.
32. Основные интрузии в районе с. Вознесенки на левобережье р. Лефу.
33, 34. Основные интрузии в районе сел. Прохоры, Дмитровки и Евсеевки к юго-востоку и юго-западу от г. Спасска-Дальнего.
35. Габброиды в верхнем течении р. Угодинза.
36. Габброиды м. Суслова.
37. Габброиды на южном берегу бухты Экспедиции.

Е. Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня

38. Ультраосновные массивы левобережья р. Хунгари.
39. Ультраосновная интрузия близ ж.-д. ст. Аксака.
40. Серпентинит к востоку от ж.-д. ст. Аксака.
41. Ультраосновные и основные интрузии рек Дюкали и В. Дягданы.
42. Ультраосновные интрузии междуречья рек Обор и Хор.
43, 44. Основные интрузии р. Тахало.
45. Основной и ультраосновной массив правобережья р. Бикин и нижнего течения р. Б. Даинговки.
46. Ультраосновной массив на правобережье р. Бикин.
47. Ультраосновная интрузия на правом берегу р. Бикин выше устья р. Ситухэ.
48. Ультраосновные интрузии на р. Ситухэ.

49. Ультраосновные интрузии р. Татибе и Бейцухэ.
50, 51. Ультраосновные интрузии р. Сибичи.
52. Габбро на левом берегу р. Бейцухэ.
53. Ультраосновная интрузия на правобережье р. Имана к западу от сел. Картун.
54. Габбро в верхнем течении р. Найцухэ.
55. Ультраосновные интрузии к западу от сел. Боголюбово между р. Вака и Эльдо-Вака.
56. Дайки ультраосновных пород в истоках р. Шетухи.
57, 58. Габбро-диориты на р. Тудо-Вака в районе сел. Ариадного.
59. Габбро в истоках р. Сандо-Вака.
60. Амфиболиты и прочие породы на р. Нотто к северо-западу от сел. Самарка.
61. Чугуевский массив габбро-диоритов.
62. Тешенитовые пироксениты верховьев р. Онюя.
63. Габброиды на левобережье р. Сандагоу.
64. Габброиды в верховьях р. Лузгоу.
65. Сергеевский массив габбро-диоритов.
66. Габбро-диориты — интрузии с. Алексеевка.
67. Основные массивы между верхним течением рек Сучан и Вангоу.
68, 69, 70. Основные интрузии области междуречья среднего течения рек Сучан и Судзухэ.
71. Габбро-диориты к востоку от сел. Унаши.
72. Гнейсированные габброиды п-ова Дунай.
73. Гнейсированные габброиды северной части о-ва Путятин.
74. Гнейсированные габброиды на восточном берегу пролива Стрелок около сел. Зембрены.
75. Гнейсированные габброиды в окрестностях сел. Находка.

Ж. Сучанская синклинальная зона

76. Дайки габбро-диабазов и перидотитов по рекам Шитухэ и Пинканке.

З. Прибрежная антиклинальная зона и Приморская зона кайнозойской (альпийской) складчатости

77. Габбро-диориты в районе Малого Бакланьего мыса.
78. Габбро и нориты к востоку от г. Советская Гавань.

И. Бикинский антиклинорий

79. Основные и ультраосновные интрузии к юго-востоку от сел. Вяземского.
80, 81. Штоки габбро в междуречье рек Култухи и Алчана.
82. Основные интрузии на правобережье Алчана.
83. Габброиды Силаньшанской гряды.
84, 85. Дайки габбро-диабазов по р. Бикину.

К. Главный синклинорий Сихотэ-Алиня

86. Ультраосновные и основные интрузии среднего течения р. Сукпай.
87. Габброиды р. Кабули.
88. Габброиды р. Пухи, правого притока р. Самарги.
89. Габбро-нориты и другие основные породы в истоках р. Бикин.
90. Основной массив по р. Нанца.
91. Основная интрузия р. Такелен.
92. Габброиды р. Сяо-Синанча.

Л. Нижне-Амурская синклинальная зона

93. Габбро-диабазы к северу от оз. Удыль.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Часть I

Основные черты геологического строения южной части Советского Дальнего Востока

Глава I. Краткий очерк истории исследования тектоники южной части Советского Дальнего Востока 9

Глава II. Основные данные по орографии и гидрографии южной части Советского Дальнего Востока 16

Глава III. Основные черты тектоники и принципы составления тектонической карты Дальнего Востока 19

Глава IV. Основные данные по стратиграфии южной части Советского Дальнего Востока 26

1. Докембрий и нижний палеозой 26
2. Средний палеозой (девон и нижний карбон) 32
3. Верхний палеозой (средний и верхний карбон, пермь) 33
4. Мезозой 36
5. Кайнозой 41

Глава V. Краткая характеристика интрузивных циклов южной части Советского Дальнего Востока 43

Часть II

Описание геологического строения отдельных тектонических зон южной части Советского Дальнего Востока и смежных частей Китая и Кореи

Введение 49

Глава I. Области докембрийской складчатости (щиты, платформы), переработанные в некоторых зонах складчатостью мезозойского цикла 50

1. Восточная часть Сибирской платформы и зона каледонской складчатости Станового хребта 50
2. Докембрийское ядро Зейско-Буреинской плиты 57
3. Китайская платформа (северная часть) 57

Глава II. Области палеозойской складчатости, во многих зонах деформированные глыбовыми тектоническими движениями мезозойского цикла 67

1. Древнепалеозойская складчатая зона Станового хребта и хребта Джугджур 67
2. Древнепалеозойские складчатые зоны Хингано-Буреинского антиклинория, Баджальской антиклинальной зоны и Ханкайского массива . . 67
3. Область новопалеозойской (герцинской) складчатости — Ольдое-Селемджинская зона и северная часть Зейско-Буреинской плиты . . 71

Глава III. Области мезозойской складчатости Приамурья и бассейна р. Уды . 77
1. Структура платформенного чехла Зейско-Буреинской плиты и Буреинского краевого прогиба 77
2. Хингано-Буреинский антиклинорий 81
3. Верхне-Зейский прогиб и Удская синклинальная зона 87
4. Биро-Урмийская синклинальная зона и Баджальская антиклинальная зона 88
5. *Тугуро-Немиленская синклинальная зона* 93
6. Нижне-Амурская синклинальная зона 96
7. Хорско-Хабаровская синклинальная зона и Хехцирский антиклинорий 99
8. Бикинский антиклинорий 102
Глава IV. Складчатые области Сихотэ-Алиня и Ханкайско-Суйфунского района 105
1. Общая структура Сихотэ-Алиня на трех пересечениях хребта и принципы ее изображения на геологической карте Южного Приморья 105
2. Ханкайский тектонический массив (вместе со складчатой зоной р. Сидеми и хребта Пограничного) 115
3. Суйфунская синклинальная зона 121
4. Даубихинская синклинальная зона 126
5. *Муравьевский антиклинорий* 134
6. Сучанская синклинальная зона 137
7. Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня 143
8. *Главный синклинорий Сихотэ-Алиня* 148
9. Прибрежная антиклинальная зона 157
10. Приморская зона кайнозойской складчатости 163

Часть III

Основные черты геологической истории южной части Дальнего Востока 177

Часть IV

Перспективы поисков руд хрома, никеля, платины и некоторых типов полиметаллических, железных и марганцевых руд в южной материковой части Советского Дальнего Востока

Глава I. Основные черты металлогении южной части Дальнего Востока . . . 189

Глава II. Перспективы поисков руд марганца и некоторых типов осадочных железных руд в южной материковой части Дальнего Востока 195
1. *Типы осадочных железо-марганцевых руд* 195
2. Нижнекембрийские железо-марганцевые руды 195
3. Девонские железо-марганцевые руды 197
4. *Верхнепалеозойские и мезозойские железо-марганцевые руды* . . . 198
5. Заключение 202

Глава III. Перспективы поисков контактово-метасоматических железных руд и некоторых типов гидротермальных полиметаллических руд в нижнем Приамурье и в области Сихотэ-Алиня 203
1. Локализация и перспективы поисков контактово-метасоматических железных руд 203
2. *Локализация и перспективы поисков полиметаллических свинцово-цинковых руд* 205

Глава IV. Перспективы поисков руд хрома, никеля, платины и титаномагнетитовых железных руд в южной материковой части Дальнего Востока . . 208
1. Локализация рудных месторождений, связанных с интрузиями основного и ультраосновного состава 208

2. Интрузивные изверженные породы основного и ультраосновного состава в южной части Дальнего Востока 212
3. Рекомендации относительно поисков руд железа, хрома, никеля и платины в южной материковой части Дальнего Востока 227

Литература 230

Приложения

Приложение I. Таблица химических анализов основных и ультраосновных изверженных пород южной части Дальнего Востока 244

Приложение II. Список интрузий и групп интрузий основного и ультраосновного состава 246

Карты (в отдельной папке):

1. Схематическая геологическая карта северной части хребта Сихотэ-Алинь . . . . . .
2. Геологическая карта южной части Приморского края м. 1 : 500 000
3. Тектоническая карта части Дальнего Востока . . . . . .
4. Схема расположения районов, благоприятных для поисков руд, в южной части Советского Дальнего Востока . . . . . .

Подписано к печати 28/X 1953 г.
Формат бум. 70 × 108¹/₁₆. Бум. л. 7,87. Печ. л. 21,57 + 6 вкл.
и 4 карты в отдельной папке.
Уч.-изд. л. 20,4 + 4,5 вкл. Зак. 309с.

СПИСОК ОПЕЧАТОК

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
26	9 сверху	фиг. 1	фиг. 5
64	26 сверху	фиг. 1	фиг. 3
164	9 сверху	фиг. 4	фиг. 1

Зак. 309с

5450